

Р. М. Слободской

82

Критерии механизма образования гранитоидных плутонов

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Вып. 82

Р. М. С Л О Б О Д С К О Й

КРИТЕРИИ
МЕХАНИЗМА
ОБРАЗОВАНИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ
ПЛУТОНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1971

В работе на основе большого литературного материала проанализированы особенности геологического положения, строения, состава и взаимоотношений с вмещающими дами гранитоидных плутонов с различным механизмом образования. Показана диагностическая неопределенность многих признаков, применяемых в настоящее время для выявления способа формирования гранитоидных тел. Рекомендуется набор критериев для установления механизма образования гранитоидных плутонов.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся проблемами образования гранитов.

Ответственный редактор
академик Ю. А. Кузнецов

Уже около ста лет назад достаточно четко были сформулированы представления о том, что гранитоидные плутоны не являются однородной группой, а могут быть по особенностям своего происхождения разделены на несколько генетических типов. Еще в 1882 г. А. Грин писал: «Мы находим, что граниты залегают в трех формах. В первой они еще сохраняют следы слоистости или переслаиваются с явно слоистыми породами; здесь может быть некоторое сомнение в том, что они являются интенсивно метаморфизованными породами. Во второй граниты залегают в виде бесформенных масс, которые вплавились постепенно со всех сторон в пласты неизмененных вмещающих пород, и не показывают признаков прорыва сквозь прилегающие слои, но выглядят так, как будто занятое породами, подобными вмещающим. В третьей форме граниты дают доказательство того, что они с силой внедрились в те породы, среди которых они залегают». (Цитируется по Х. Риду, 1949, стр. 159).

Реальность существования выделенных А. Грином генетических разновидностей гранитоидов сразу стала предметом острой дискуссии, которая тянется, то затухая, то вновь оживляясь, вплоть до наших дней. В ходе этой дискуссии, питавшейся в основном разногласиями между «магматистами» и «трансформистами», была опубликована масса новых сведений о геологии гранитоидных плутонов, о результатах экспериментальных и расчетных исследований систем, близких к гранитам, а также проделаны глубокие теоретические обобщения, касающиеся возможностей и закономерностей формирования гранитоидов тем или иным способом. Сейчас дискуссия к концу, по при этом выясняется, что ни победителей, ни побежденных не оказалось, так как сторонниками каждой точки зрения было собрано такое количество фактического подтверждающего их правоту, что теперь возможность образова-

ния гранитоидов различными путями стала совершенно ясной. Не так давно Р. Рестолл (1949), поддерживая представления А. Грина, писал о том, что можно различать три категории гранитов: а) огромные гранитные массы щитов, образовавшиеся путем метасоматоза, б) ядерные батолиты в складчатых хребтах, возникшие путем расплавления осадочных пород, и в) мелкие гранитные тела, являющиеся следствием действительного внедрения магматического расплава.

На присущую группе гранитов ярко выраженную гетерогенность указывал и Ю. А. Кузнецов, говоря о том, что «...способ образования самих гранитных пород и тел может быть различным, различными оказываются и пути образования гранитных магм».

Прежде всего, гранитные породы, как это признается сейчас всеми исследователями, могут быть породами собственно магматическими, т. е. прошедшими в своем образовании через стадию силикатного расплава — магмы, но наряду с магматическими гранитами широко распространены и граниты не магматические, а метаморфогенные, преимущественно образовавшиеся в результате процессов щелочного метасоматоза.

Среди магматических гранитов, в свою очередь, могут быть выделены два основных генетических типа: граниты интрузивные, возникшие при кристаллизации интродуцированной с глубины магмы, и граниты магматические, но не интрузивные, а образовавшиеся на месте путем магматического замещения по схеме Д. С. Коржинского и Ф. Н. Шахова. Такие граниты мыслятся прошедшими через магматическую стадию, но гранитная магма в этом случае возникает на месте замещаемых пород и не испытывает заметного перемещения в пространстве, и, следовательно, породы, образовавшиеся при ее кристаллизации, строго говоря, не являются интрузивными» (Кузнецов, 1961, стр. 57).

Разделение гранитоидов на 1) метасоматические, 2) интродуцированные магматические и 3) интродуцированные магматические можно найти в большинстве обобщающих работ по проблеме гранитов, опубликованных за посл

Об этом писали, кроме Р. Рестолла и Ю. А. Кузнецова, А. Баддингтон (1963), Ф. Граут (1950), П. Н. Кропоткин (1940), К. Менерт (1963), Х. Рид (1949), Ф. Тернер и Д. Ферхуген (1961). Существование нескольких генетических разновидностей гранитоидных тел признано даже приверженцами самых крайних точек зрения — с одной стороны, такими ортодоксальными магматистами, как Н. Боуэн (1949) и П. Ниггли (1949), а с другой стороны, такими убежденными трансформистами, как Х. Баклунд (1949) и Н. Г. Судовиков (1960). После того как различными школами была признана возможность образования

гранитоидов различными путями, дискуссия по проблеме гранитов вошла в более спокойное русло, а предметом обсуждения теперь является распространенность разных генетических типов гранитоидов. Вместе с тем нередко возникают разногласия при определении происхождения конкретных плутонов, сложенных гранитоидными породами.

Надо сказать, что вопрос о механизме формирования гранитных массивов имеет интерес не только с точки зрения петрологии. От способа образования гранитоидных плутонов самым непосредственным образом зависит их рудоносность. Общеизвестно, что массивы с признаками метасоматического происхождения обычно почти лишены связанного с ними оруденения, и, напротив, плутоны, сформировавшиеся из магмы, часто сопровождаются богатой и разнообразной минерализацией. В этих случаях состав полезных компонентов, отлагающихся в рудных месторождениях, во многом определяется особенностями процесса возникновения гранитоидной магмы. В многочисленных исследованиях, посвященных изучению возможных причин и путей обогащения магматических расплавов рудным веществом, в качестве неперменной основы гипотез возникновения рудной специализации магм привлекаются те или иные петрологические представления. Так, развиваются представления о том, что накопление специфических рудных компонентов в связи с магмами определенного состава, в том числе гранитоидными, происходит в процессе магматической дифференциации. При этом обособление магматических расплавов различного состава сопровождается одновременным разделением рудных элементов в связи с различиями их геохимических свойств. С другой стороны, полагают, что рудная специализация гранитоидных магм может в какой-то мере определяться набором рудных компонентов, содержащихся в породах осадочно-метаморфической оболочки. Иногда такая зависимость может быть незначительной — при ограниченном развитии процессов ассимиляции, усвоения вмещающих пород, в других же случаях, при анатектическом плавлении

металлогеническая специализация возникающей гранитоидной магмы целиком наследуется от исходных пород. В соответствии с существующими взглядами рудоносность магматических расплавов может быть также связана с притоками глубинного вещества при возникновении гранитоидных магм под влиянием глубинных эманаций.

Таким образом, металлогенические перспективы как отдельных гранитоидных плутонов, так и районов массового их развития во многом зависят от того, каким способом были сформиро-

ваны эти массивы.

сти гранитоидных массивов от способа их обра-
Б. Стрингемом (Stringham, 1960). По его сведениям, многочис-
ленные массивы порфировидных гранитоидных пород, распо-
ложенные в одном из районов Запада США, по особенностям геологического строения и соотношения с вмещающими породами отчетливо делятся на две группы, для которых предполагаются некоторые различия в происхождении. Характерно, что с массивами одной из групп связано подавляющее большинство расположенных в районе крупных рудных месторождений, тогда как массивы другой группы практически безрудны.

Однако, несмотря на очевидную важность определения механизма образования гранитоидных плутонов, решение этой задачи при изучении конкретных объектов весьма затруднено отсутствием соответствующих критериев. На отсутствие критериев для установления способа формирования гранитоидных тел было обращено внимание около 20 лет назад, когда Г. Е. Гудспид, отмечая, что граниты могут образовываться различными путями, писал: «...все-таки трудно ответить на вопрос, с помощью какого процесса можно правдоподобно объяснить образование данного гранитного тела или какой процесс привел к образованию большинства гранитных тел. Эта проблема трудна прежде всего потому, что нет никакого определенного критерия для ее решения, а те критерии, которые применяются, не являются диагностическими, ибо могут интерпретироваться различно» (Гудспид, 1950, стр. 230).

С тех пор положение не изменилось, по-прежнему при выяснении механизма формирования плутонов привлекаются в качестве решающих доказательств такие признаки, которые в действительности являются генетически неопределенными. Например, выводы об интрузивном происхождении часто делаются на том основании, что у гранитоидного массива есть зоны закалки, контакты его с вмещающими породами резкие, а сами граниты имеют гипидиоморфнозернистое строение. Надо сказать, что эти признаки не позволяют решить вопрос о том, действительно ли формирование плутона происходило путем внедрения магмы. Они свидетельствуют лишь о том, что гранитоиды образовались в результате кристаллизации расплава, однако для того, чтобы выяснить, каким способом этот расплав занял магматическую камеру — путем интрузии или путем магматического замещения, — перечисленных сведений явно недостаточно. Не является достаточно генетически определенным и такой признак, как наличие в массиве неперемещенных реликтов вмещающих пород, который обычно используется как доказательство метасома-

тического происхождения изучаемого плутона. В действительности же легко можно заметить, что этот признак свидетельствует лишь об отсутствии механического воздействия на вмещающие породы и о наиболее вероятном формировании массива путем замещения. Но судить о том, как это происходило — путем метасоматоза или путем магматического замещения, — на основании одного этого признака вряд ли возможно.

Надо сказать, что если в приведенных примерах упомянутые признаки все же предоставляют некоторые сведения о способе образования массивов, то в других случаях используются такие особенности геологического строения или положения плутонов, которые не имеют никакой генетической определенности. К подобного рода признакам относится «приуроченность к разломам», которая очень часто почему-то привлекается как доказательство активного внедрения расплава. В действительности же к разломам бывают приурочены не только внедрившиеся магматические тела, но и массивы неинтродуцированных магматических гранитоидов, а также плутоны, образовавшиеся метасоматическим путем. Не имеет никакой генетической определенности и такой чисто морфологический признак, как плитообразная форма массивов, который тем не менее зачастую используется как решающее доказательство того, что плутон образовался путем трещинной или межпластовой, но непременно интрузии. Между тем уже довольно давно описаны тела, имеющие плитообразную форму, но образовавшиеся в результате не интрузии, а метасоматического замещения или же расплавления исходных пород (Goodspeed, 1940, 1952). Положение с критериями можно проиллюстрировать немалым количеством и таких работ, где выводится о способе образования массивов делаются главным образом на том основании, что автору «трудно себе представить», чтобы это могло быть иначе.

Во всяком случае, совершенно очевидно, что создание критериев, на основе которых стало бы возможным определять механизм формирования гранитоидных плутонов, по-прежнему остается нерешенной задачей петрологии, на что неоднократно указывали А. Баддингтон (1963) и Ю. А. Кузнецов (1961, 1966). Разработка таких критериев имеет целью создание рабочего инструмента, с помощью которого можно было бы устанавливать генетический тип конкретных гранитоидных массивов, поэтому в качестве критериев следует, очевидно, использовать лишь такие признаки, которые достаточно легко и уверенно могут быть выявлены обычными геологическими методами. На первых порах в качестве такого рода признаков, по всей ти, не следует

гранитоидных пород, поскольку, как это ни странно, различия в составе и строении между метасоматическими и магматическими гранитоидами не только совершенно не изучены, но, наоборот, предполагается, что они могут вообще отсутствовать. В подтверждение можно привести высказывания П. Ниггли: «Перенос материала может иметь результатом структуры, близкие к магматическим, даже если метаморфизм проходил в твердом состоянии» (по Р. Перрену, М. Рубо, 1950, стр. 41), М. Рейнгарда: «Гранит может быть образован из песчаников и глин посредством таких метасоматически-метаморфических процессов, минуя расплавленное

магматических гранитов ни в минералогическом составе, ни по структуре» (по Р. Пер

Д. Батлера: «Метасоматические гранитные породы, образовавшиеся при взаимодействии между твердой фазой и жидкой фазой, богатой H_2O , при температуре, близкой к температуре ликвидуса, могут быть очень похожи на магматические граниты, образовавшиеся из силикатного расплава», — и далее, как следствие этого: «Тот факт, что состав гранитной породы сходен с составом породы заведомо изверженного происхождения или располагается вблизи котектической линии, или вблизи тройного минимума в гранитоподобных экспериментальных системах, не является доказательством изверженного происхождения породы» (Butler, 1966, стр. 60).

Из приведенных цитат становится очевидным, что в настоящее время путем изучения лишь самих гранитоидных пород невозможно решить вопрос даже о магматическом или же метасоматическом их происхождении, потому что различия в составе или строении пород, которые могли бы об этом свидетельствовать, неизвестны, а может быть, и отсутствуют. Тем более невозможно на основании таких признаков, как особенности состава и строения, определить генетический тип магматических гранитоидов, т. е. установить, интродуцированные они или же образовавшиеся на месте.

Эти обстоятельства, по сути дела, и определяют то, что в качестве критериев происхождения могут быть использованы главным образом особенности положения и строения гранитоидных plutонов в целом, т. е. признаки, которые характеризуют массивы как геологические тела. Иными словами, генезис гранитоидов следует определять на уровне массивов, но не на уровне пород, так как признаки, характеризующие породы, как правило, являются генетически неопределенными, тогда как соотношения plutонов с вмещающими толщами, особенности их внутреннего строения, характер контактов и т. д. позволяют в большинстве

случаев достаточно уверенно установить механизм формирования изучаемых массивов. Очевидно, что установление этих признаков должно производиться главным образом полевыми методами, в частности путем детального геологического картирования, причем не только самого массива, но и окружающих его толщ, поскольку хорошая геологическая карта, по мнению Ю. А. Кузнецова (1964), большей частью дает возможность безошибочно решить вопрос о природе гранитоидного плутона. Оценивая значение геологических методов для изучения гранитоидных плутонов, Х. Рид писал: «Гранитная проблема мне представляется собственно как проблема полевой геологии: она не может считаться основной проблемой для петрографии, минералогии, физической химии или для любой из прочих смежных дисциплин» (Рид, 1950, стр. 307).

Сказанное вовсе не является призывом к отказу от применения гранитов, несомненно, должен быть обоснован и не должен му подобных методов при решении вопроса о происхождении гранитов. Напротив, каждый из возможных процессов образования гранитов, несомненно, должен быть обоснован и не должен противоречить положениям перечисленных отраслей знаний. Впрочем, так оно и есть. И процессы кристаллизации гранитоидов из интродуцированного глубинного расплава, и процессы магмообразования при так называемом магматическом вполне возможны с точки зрения отмеченных дисциплин. Нескольку хуже обстоят дела с экспериментальным и физико-химическим обоснованием метасоматического гранитообразования, впрочем, здесь скорее можно говорить об отсутствии каких-либо данных, касающихся этого процесса, чем о том, что есть данные, указывающие на его нереальность. В данном случае необоснованность является, по сути дела, неизвестностью, а это далеко не то же самое, что и невозможность, тем более, что реальность метасоматического гранитообразования установлена методами петрографии, минералогии и геохимии. По этому поводу в последнем обзоре, посвященном проблеме гранитов, написано: «В настоящее время наименее ясна проблема образования гранитов в результате метасоматоза. Известно много примеров, ранее отрицавшихся, в которых принципиально доказан подобный процесс» (Менерт, 1963, стр. 128).

Однако выяснить механизм формирования, т. е. установить, какой из реально возможных процессов (или их сочетание) привел к появлению конкретного плутона, можно лишь одним способом — проведя геологическое изучение данного плутона, причем преимущественно полевыми методами. В качестве определяющих признаков, характеризующих гранитоидные массивы:

можно рекомендовать следующие: 1) геологическое положение плутонов; 2) их морфология и размеры; 3) структурные соотношения массивов с вмещающими породами; 4) характер контактов; 5) внутреннее строение плутонов и связь его со строением окружающих толщ; 6) состав гранитоидов и связь его с составом вмещающих пород; 7) изменения вмещающих пород; 8) ксенолиты, их размещение и происхождение.

В настоящей работе предпринята попытка установить, каким образом перечисленные признаки характеризуют главные разновидности гранитоидных плутонов. Для этого по имеющимся в геологической литературе описаниям были проанализированы особенности геологического положения, строения и состава гранитоидных плутонов различных типов и их соотношения с вмещающими породами. Естественно, из множества описаний были по возможности отобраны те, которые относятся к массивам, являющимся представителями чистых разновидностей, т. е. к массивам, формировавшимся при участии какого-либо одного механизма. Вполне вероятно, однако, что подобные плутоны с простой историей формирования распространены гораздо меньше, чем те, способ образования которых был достаточно сложным. В заключительной части работы рассмотрено несколько примеров гранитоидных массивов, возникших в результате совместно или последовательного действия разных механизмов образования: метасоматического замещения и замещения магматического или же внедрения глубинной магмы с последующим замещением боковых пород и т. д. Тем не менее, несмотря на, вероятно, значительно большую распространенность гранитоидных массивов со сложной историей возникновения, выработка критериев должна производиться на наиболее простых объектах, относящихся к чистым разновидностям. Характерные признаки именно таких плутонов и должны привлекаться в качестве критериев механизма образования гранитоидных массивов.

Автор пользуется случаем выразить признательность и благодарность Э. П. Изоху и А. М. Дымкину, прочитавшим работу и сделавшим ряд замечаний, а также всем, оказавшим автору содействие в ее оформлении.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

Геологическое положение гранитоидных плутонов сравнительно редко используется как признак, по которому можно су-

дить о механизме их образования, причем в тех случаях, когда это делается, достоверность выводов часто оказывается весьма спорной. Это относится, например, к случаям, когда такая особенность положения массивов, как приуроченность их к разломам, используется в качестве решающего доказательства формирования гранитоидного тела путем внедрения глубинного расплава. Так как никаких иных сведений в подтверждение такого вывода не приводится, становится ясным, что основой для него явились чисто теоретические предположения, в высшей степени сходные с высказанными еще в начале века Г. Розенбушем. По мнению этого автора, «изверженные породы представляют собой геологически индивидуализированные части расплавленной внутренности Земли». И далее: «Из того обстоятельства, что изверженные породы встречаются главным образом в таких областях, где происходило перемещение частей земной коры — разрывы и складкообразование, т. е. в областях дислокаций, — мы должны заключить, что такие тектонические процессы, как правило, открывают доступ извергающимся магмам на поверхность Земли» (Розенбуш, 1934, стр. 30). Со времен Г. Розенбуша, однако, довольно определенно установлено, что «расплавленная внутренность» у Земли отсутствует и что глубинные разломы являются путями перемещения не только магматических масс, но и глубинных эманаций, воздействие которых на породы приводит к глубокой их переработке, а иногда и расплавлению, и может обусловить появление метасоматических или магматических неинтродуцированных гранитоидов. Геологические данные свидетельствуют о том, что к глубинным разломам действительно бывают приурочены не только внедрившиеся гранитоиды, но и образованные путем метасоматического замещения или расплавления на месте. Это, естественно, делает «приуроченность к разломам» в генетическом отношении признакам полностью неопределенным.

Некоторая зависимость между типом гранитоидных массивов и их геологическим положением все же существует. Заключается она, во-первых, в том, что гранитоидные плутоны определенного типа бывают приурочены к определенным фациям глубинности. Одним из первых это отметил П. Н. Кропоткин (1940), считавший, что существует некоторая вертикальная зональность в распределении гранитоидных плутонов, сформировавшихся различными способами.

или аллохтонные массивы, располагаются на глубинах менее 5 км. Автохтонные массивы, т. е. плутоны, сложенные магматическими неинтродуцированными гранитоидами, приурочены к средней зоне, которая располагается в интервале глубин от 2 до

10 км. Ниже этой зоны, на глубине свыше 10 км располагается уже область распространения гранитоидов, образующихся путем глубоких преобразований различных исходных пород.

По сути дела, такое же деление гранитоидных plutонов по фациям глубинности было предложено Ю. А. Кузнецовым (1949, 1955). Он считает, что тела внедрения развиты в гипабиссальной фации, которая ограничивается глубинами не более 3 км. На больших глубинах возможности образования тел внедрения существенно ограничены в связи с тем, что давление нагрузки там может превышать магматическую

сальной фации, на глубинах от 3 до 10 км формируются гранитоидные plutоны, для которых вполне можно допустить образование путем усвоения вмещающих пород. Еще глубже, в условиях абиссальной фации, которая начинается с глубин 10 км, располагаются гранитоидные plutоны с явными чертами метасоматического происхождения.

Проведенный А. Баддингтоном (1963) анализ обширного фактического материала показывает, что, действительно, существует распределение гранитоидных plutонов по уровням глубинности. Массивы, которые с уверенностью можно отнести к разновидности интродуцированных

идов, известны лишь в верхних частях земной коры, в эпизоне, протягивающейся до глубины примерно 6 км. В более глубокой расположенной мезозоне (от 6—7 до 12—14 км) вместо таких массивов появляются plutоны с признаками, свидетельствующими о той или иной роли процессов замещения при их формировании. Наиболее распространены массивы с признаками гранитизации в катазоне, на глубинах свыше 10 км.

Сходное трехчленное деление сиалической земной коры со своеобразными проявлениями гранитоидного магматизма в каждой зоне разработано К. Менертом (1963). Согласно его взглядам, в нижней зоне развиты преимущественно продукты гранитизации, в средней зоне они присутствуют, но доминируют здесь гранитоидные породы магматического происхождения, которые в верхней зоне являются единственной разновидностью гранитоидов.

Можно привести несколько примеров, подтверждающих эти представления. В частности, интересные результаты получены М. Ное-Нюгордом и А. Бертельсеном (Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952) при изучении обнажений, расположенных в высоких береговых обрывах

(er, 1956) здесь описана вертикальная зональность в строении гранитизированных толщ, которая заключается в том, что структуры глубоких зон сравнительно спокойные, тогда как в верхних

частях разрезов преобладают сложные, часто вихревые структуры. Ц. Вегманн (Wegmann, 1953) считает, что подобные соотношения возникли вследствие того, что в глубинных зонах возникновение гранитоидных пород происходило в статической обстановке вследствие дифференциальных перемещений в межгранулярной пленке, а в верхних зонах перемещение материала происходило путем диапроподобного внедрения магматического расплава.

Вертикальная зональность в размещении разнотипных гранитоидов была также обнаружена К. Р. Рабиновичем (1965) в Курчумо-Гальджирском антиклинории Южного Алтая. В центре, т. е. стратиграфически в наиболее глубоких частях этого антиклинория, располагаются только метасоматические гранитоиды, являющиеся продуктами гранитизации. На погружении антиклинория и на его крыльях, т. е. в структурном отношении на более высоком уровне, залегают тела собственно магматических гранитоидов.

Помимо того, что гранитоиды с различным механизмом образования тяготеют к определенным фациям глубинности, существует еще один тип зависимости между генетической разновидностью гранитоидных плутонов и геологической обстановкой, в которой они находятся. Эта зависимость выражается в том, что массивы с определенным способом формирования обычно располагаются среди вмещающих пород, претерпевших определенную степень метаморфизма. Так, по данным Х. Рида (1957), гранитоидные тела, сформировавшиеся в результате явного внедрения глубинной магмы, располагаются среди метаморфизованных или слабо метаморфизованных пород. Говоря вообще о гранитоидных плутонах, образовавшихся из расплава, следует отметить, что, по сведениям Н. Л. Добрецова и др. (1966), они в складчатых поясах ассоциируют практически с породами всех присутствующих фаций метаморфизма, однако пространственно все же тяготеют к участкам распространения пород амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

По сравнению с магматическими гранитоидами те гранитоиды, которые образовались путем метасоматоза, располагаются обычно в ассоциации с более сильно метаморфизованными породами. Эта зависимость представляется довольно устойчивой, хотя в определении степени метаморфизма пород, с которыми обычно ассоциируют метасоматические гранитоиды, существуют некоторые различия. Г. Рамберг (Ramberg, 1949) считает, что гранитизация может быть сопряжена с метаморфизмом, приводящим к появлению фаций от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой. В соответствии с представлениями К. Менерта (1963)

процессы метасоматического гранитообразования связаны лишь с метаморфизмом гранулитовой фацции, а детальный анализ размещения фацций метаморфизма на территории СССР, проведенный Н. Л. Добрецовым, В. В. Ревердатто и др. (1966), позволил его авторам утверждать, что значительные проявления гранитоидов этого типа тяготеют к площадям развития метаморфизма амфиболитовой, а не гранулитовой фацции.

На первый взгляд может показаться, что зависимость между типом гранитоидов и степенью метаморфизма окружающих толщ — то же самое, что зависимость между типом гранитоидов и глубиной их формирования. Однако это не совсем так. В достаточном количестве случаев степень метаморфизма, действительно, прямо зависит от глубины, на которой находилась преобразуемая порода, или, что почти эквивалентно, от возраста этих пород. Метаморфизм этой разновидности, как замечено Б. Я. Хоревой (1966), монофациальный, и границы преобразованных совпадают с выходами пород определенного возраста. Но гранитоидные плутоны бывают гораздо более тесно связаны с метаморфизмом другого рода, с плутоническим метаморфизмом, который является полифациальным и изограды которого пересекают складчатые структуры. Фациальная зональность при этом метаморфизме закономерна по отношению к глубинным разломам.

Причины приуроченности сильно метаморфизованных пород, а с ними и метасоматических гранитоидов к глубинным разломам еще далеко не ясны. Одни видят их в том, что глубинные разломы являются участками, где локально повышается давление (Васильева, 1963; Joplin, 1952), другие — в том, что глубинные разломы служат путями проникновения потоков глубинного вещества, являющихся также теплоносителями (Хорева, 1966).

Приведенный обзор в какой-то степени показывает, что между типом гранитоидов и их геологическим положением существует некоторая зависимость. Метасоматические гранитоиды, будучи тесно связаны с участками высокометаморфизованных пород, располагаются обычно в наиболее глубоких частях разрезов и, помимо этого, тяготеют к зонам глубинных разломов. Гранитоиды же магматического происхождения ассоциируют с породами, метаморфизованными в меньшей степени, и встречаются поэтому, как правило, в структурном отношении на более высоком уровне. Отмечается также, что гранитоиды, образовавшиеся путем внедрения магмы, залегают по сравнению с магматическими неперемещенными гранитоидами в зонах меньшей глубинности.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что отмеченные соотношения имеют лишь самое общее значение и, конечно, не могут быть использованы как единственный или главный признак для определения типа гранитоидов. Они могут оказаться полезными при изучении регионов, в строении которых участвуют в различной степени метаморфизованные породы, а среди последних к тому же можно выделить зоны различной глубинности. В таких случаях в верхних частях разреза среди слабо метаморфизованных пород наиболее вероятны интродированные магматические гранитоиды, в более глубоких частях разреза повышается вероятность встречи магматических неинтродированных гранитоидов, а среди наиболее метаморфизованных пород, приуроченных к основанию разреза или к зонам глубинных разломов, можно ожидать метасоматические гранитоиды.

Впрочем, геологическое положение как признак для установления типа гранитоидов имеет довольно ограниченную ценность. Зависимость между разновидностью гранитоидов и геологической обстановкой, в которой они образуются, может быть полностью нарушена в результате развития магматического процесса или же при повторении магматических циклов. В ходе прогрессивного развития магматического процесса вследствие подъема уровня, где происходит гранитизация, область высокого метаморфизма может захватить ранее сформировавшиеся интродированные магматические тела. Последние, таким образом, окажутся в не свойственной им геологической обстановке (Судовиков, 1964). Такое же несоответствие между типом гранитоидов и геологической обстановкой, в которой они находятся, может возникнуть и в регрессивную стадию развития магматического процесса, когда при опускании уровня магмообразования интродированные магматические гранитоиды поздних стадий могут оказаться совмещенными с высокометаморфизованными и даже гранитизированными породами ранних стадий развития магматического цикла (Рид, 1957; Судовиков, 1959).

Гранитоидные тела различных типов могут оказаться пространственно совмещенными при повторении магматических циклов. Подобные соотношения, хотя и являются в достаточной степени случайными, тем не менее трудно диагностируются и могут оказаться весьма серьезной помехой на пути выявления вполне точной зависимости между типом гранитоидов и их положением. Ценность геологического положения как признака, по которому можно было бы определять тип гранитоидов, сильно снижается еще и известными случаями резкого несоответствия между геологической обстановкой и способом формирования плутонов. Особенно интересны примеры образования метасома-

тыческих гранитоидов в явно «неподходящей» для них обстановке малых глубин и незначительного метаморфизма окружающих пород. В северо-западной части провинции Юньнань (Южный Китай) порфиридные гранодiorиты, по сведениям П. Миша (Mishi, 1949₂), сформировались в результате метасоматической гранитизации горизонтально залегающих красноцветных пород юрского возраста на глубине всего 2—5 км. Вмещающие породы не претерпели регионального метаморфизма, они также лишь слабо перекристаллизованы у контактов гранитоидного тела. Очень похожая на эту картина обрисована для крайнего Северо-Запада США, где в штате Вашингтон гранитоиды образовались метасоматическим путем за счет эоценовых плагиоклазовых и аркозовых песчаников. Обстановка, в которой протекала гранитизация, как свидетельствует слабый метаморфизм вмещающих толщ, соответствовала эпизоне или верхам мезозоны (Coombs, 1950).

МОРФОЛОГИЯ ПЛУТОНОВ И ИХ РАЗМЕРЫ

Из всех признаков, по которым можно было бы судить о способе образования гранитоидных плутонов, наименее ясна возможность использования с этой целью размеров массивов и их морфологии. Сведения о наличии какой-либо закономерности между пропхождением гранитоидных тел и их величиной и формой почти отсутствуют. Поэтому анализ имеющихся разрозненных данных может оказаться полезным, хотя сделанные выводы могут иметь во многом ориентировочный характер.

Начать подобный обзор следует с утверждения Г. Розенбуша об образовании тел изверженных пород в результате того, что магмами заполнялись «...находящиеся в земной коре пустоты неправильных очертаний и различных — часто громадных — размеров...» (Розенбуш, 1934, стр. 30). Предполагалось, таким образом, что путем внедрения формируются гранитоидные массивы различных размеров, вплоть до батолитов. Впоследствии, однако, стало выясняться, что в строении крупных плутонов обычно отсутствуют черты, свидетельствующие о внедрении глубинной магмы. Такого рода особенности свойственны, как правило, сравнительно небольшим телам гранитоидов, что и было подмечено П. Н. Кропоткиным (1940). Указывая на существование гранитоидов, образовавшихся различными путями, Р. Рестолл (1949) писал, что следствием действительного внедрения жидкого материала вдоль ослабленных плоскостей является, видимо, обширный класс малых интрузий гранитного со-

става (3-я группа). Плутоны же 1 и 2-й групп — огромные гранитные массы древних щитов и ядерные батолиты в складчатых хребтах — формировались без сколько-нибудь заметного участия внедрения глубинной магмы. Такого же мнения придерживается и Х. Рид (1950), а Ф. Тернер и Д. Ферхуген по этому поводу писали: «В то время, как особенности, свидетельствующие о магматическом внедрении, отчетливо преобладают в малых интрузиях, относящихся к третьей группе Рестола, следы метасоматоза (гранитизации) более заметны в крупных гранитных и гранодиоритовых телах...» (Тернер и Ферхуген, 1961, стр. 291).

Такие небольшие тела, образовавшиеся в результате внедрения расплава, могут быть разделены по особенностям морфологии и размерам на несколько разновидностей. К числу наиболее мелких относятся жилы и дайки гранитоидных пород, возникшие при заполнении расплавом полостей зияющих трещин. Мощность этих плитообразных тел может измеряться несколькими миллиметрами или же достигать десятков и даже нескольких сотен метров при протяжении от нескольких сантиметров для мелких тел до многих километров для больших. Несколько больших размеров достигают гранитоидные плутоны, особенности залегания которых отчетливо свидетельствуют о том, что эти тела образовались посредством активной механической интрузии расплава. Типичными интрузивами такого рода являются тела, расположенные на плато Колорадо (США) и описанные Джилльбертом как лакколиты. Более поздними исследованиями было, однако, установлено, что тела эти имеют форму штоков, диаметр которых равен самое большее трем километрам (Hunt, 1956). Очень сходные с американскими гранитоидные тела района Кавказских Минеральных Вод, широко известные как лакколиты, но имеющие, как выяснено в последнее время, штокообразную форму, не превышают в поперечнике 3—4 км (Павлинов, 1948; Соболев и др., 1959). Образовавшиеся подобным же образом — путем активного механического внедрения — массив Гарни Пик в Южной Дакоте, США, описанный Р. Болком (Balk, 1931), и северный массив о. Арран в Шотландии, изученный Д. Тиррелом (Turrill, 1928), имеют диаметры соответственно 18 и 12 км. По форме это тоже штоки, причем для них, как и для других штокообразных тел активного механического внедрения магмы, характерны в плане округлые довольно изометричные очертания и сравнительная простота формы (рис. 1).

Наибольших размеров среди массивов интродуцированных магматических гранитоидов достигают те, что формировались

в результате пассивного перемещения расплава в процессе опускания крупных блоков кровли магматических очагов. Возникающие при этом кальдеры проседания выполняются гранитоидными телами, имеющими штокообразную форму с округлыми в плане очертаниями. Диаметр таких тел в районе Осло равен 8—15 км (Хольтедаль, 1957), в штатах Нью-Гемпшир и Вермонт (США), где расположены, по сведениям М. Биллингса (Billings, 1945), одни из самых крупных в мире плутонов подобного происхождения, он достигает 30 км, а в Юго-Западной Африке массив Эронго имеет диаметр 35—40 км (Martin et al, 1960) (рис. 1).

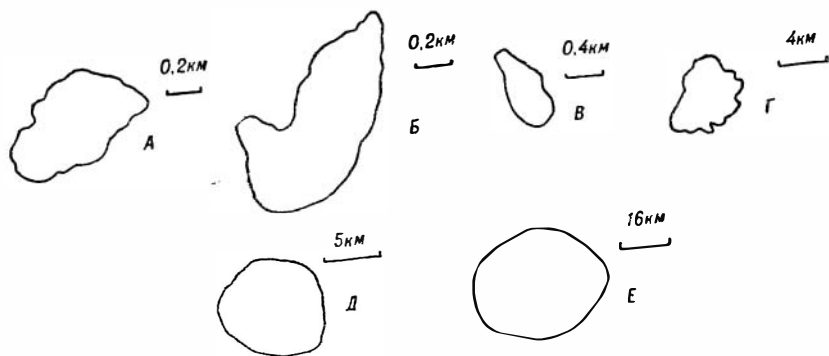


Рис. 1. Формы плутонов интродуцированных магматических гранитоидов.

Плутоны активного механического внедрения: Интрузивы района Кавказских Минеральных Вод: А — Железная, Б — Змейка, В — Кинжал, (по Павлинову, 1946); Г — интрузив р. Ниванды в Колымо-Чукотском поясе (по Святкову и Святкову, 1964); Плутоны выполнения кальдер: Д — массив Оссири в Нью-Гемпшире, США (по Баддингтону, 1963), Е — массив Брандберг в Юго-Западной Африке (по Martin et al, 1960).

Размеры гранитоидных тел, образовавшихся путем замещения — магматического или метасоматического — неких исходных пород, варьируют в более широких пределах по сравнению с размерами массивов интродуцированных магматических гранитоидов. Путем замещения образуются как мелкие тела (жилы, гнезда), так и весьма крупные плутоны. Тела небольших размеров, образовавшиеся в результате коренной переработки или расплавления вмещающих пород, подробно описаны Г. Гудспидом. Это дайки и жилы гранитоидов, мощность которых может измеряться всего несколькими сантиметрами (Goodspeed, 1940, 1952), а также тела гнездообразной формы с поперечником от единиц до нескольких десятков сантиметров (Goodspeed, 1937). С другой стороны, судя по ряду признаков, путем расплавления

осадочных пород, т. е. магматического замещения их, возникло такое крупное тело гранитоидов, как Прииртышский (Калбинский) батолит, длина которого превышает 300 км при ширине 20—40 км (Кузнецов, 1964). Таким образом, тела магматических неинтродуцированных гранитоидов могут иметь самые разнообразные размеры — от долей квадратного метра до нескольких тысяч квадратных километров.

Морфологические особенности достаточно хорошо изучены лишь у сравнительно мелких тел — это, как отмечалось раньше, дайки и неправильной формы гнезда. Определение форм более крупных массивов гранитоидов затруднено в связи с отсутствием сколько-нибудь достоверных данных о деталях строения таких плутонов на глубине. Поэтому говорить об их морфологических особенностях можно лишь имея в виду очертания выходов на поверхности. В плане тела магматических неинтродуцированных гранитоидов могут иметь сравнительно простую округлую изометричную форму, впрочем, это характерно лишь для небольших массивов, площадь которых не превышает нескольких десятков квадратных километров. Именно такую форму имеют, например, выходы небольших массивов, относящихся к гранодиорит-тоналитовому комплексу и расположенных в Северо-Западном и Центральном Алтае. Очертания же более крупных массивов, как правило, значительно сложнее, с массой выступов и заливов, тоже, впрочем, имеющих в плане сравнительно округлые сглаженные формы. Такие же морфологические особенности имеют и многие крупные массивы подобного происхождения в других районах (рис. 2).

Размеры метасоматических гранитоидных тел тоже колеблются в широких пределах — от маломощных даек замещения до огромных массивов. Самые крупные из них приурочены к основаниям древних щитов, но и в складчатых областях встречаются плутоны, имеющие площадь в несколько тысяч квадратных километров, подобно массиву, расположенному в районе Нанга Парбат в Северо-Западных Гималаях, который детально изучен П. Мишем (Mish, 1949₁), или несколько меньшему Уфалейскому массиву на Урале, описанному Г. М. Виноградской (1964). Все же более обычными для массивов метасоматических гранитоидов, расположенных в складчатых областях, являются размеры в десятки и сотни квадратных километров. Таковы, например, массивы, расположенные в Златоустовском районе Урала (Виноградская, 1963), в хребте Инью в Неваде, США (Anderson, 1937), в Адирондакских горах в штате Нью-Йорк, США (Engel, 1963), в провинции Юньнань, Южный Китай (Mish, 1949₂) и др.

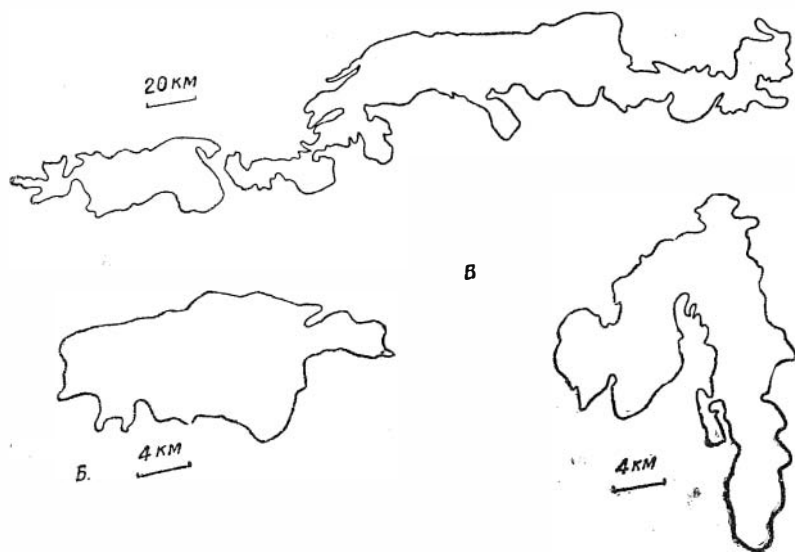
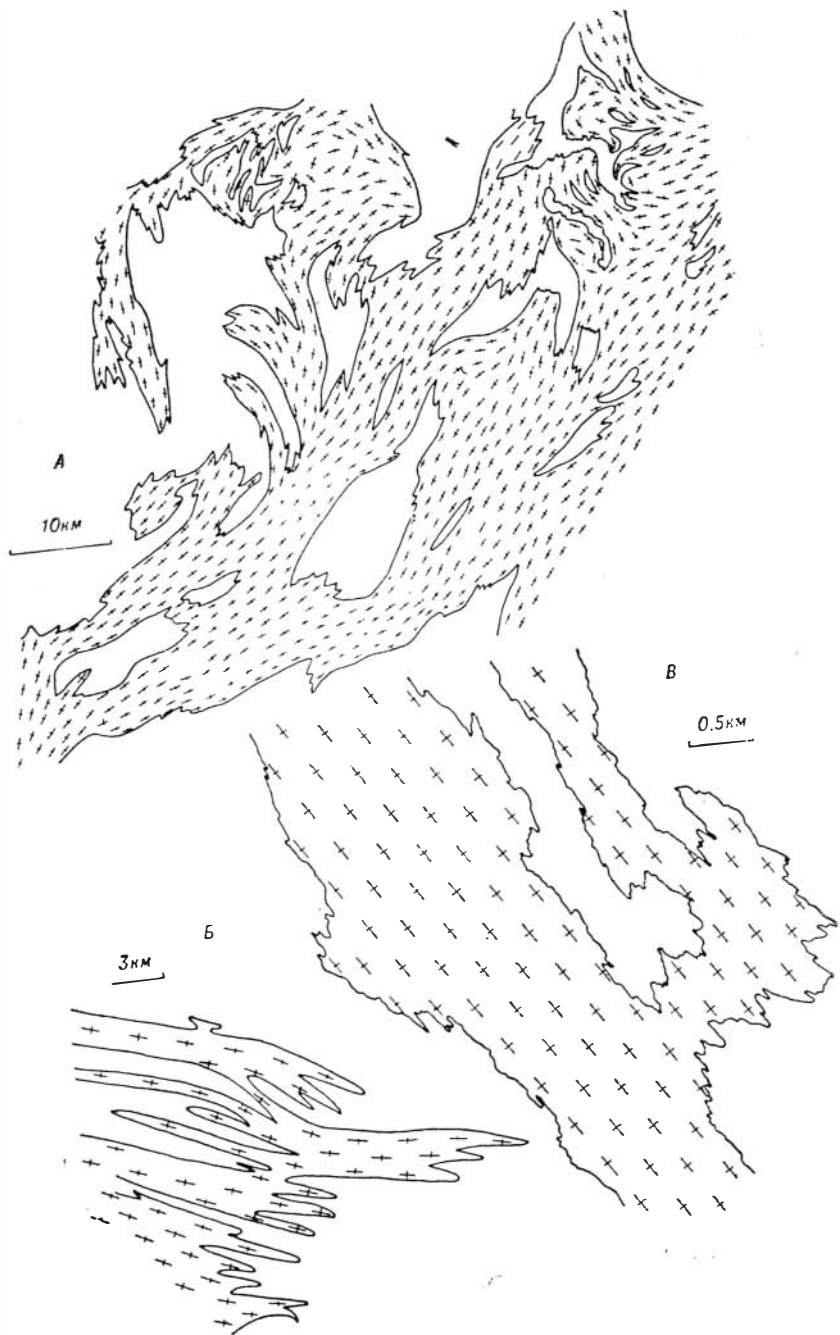


Рис. 2. Формы массивов неинтродуцированных магматических гранитоидов. А — Калбинский массив (по Нехорошеву, 1966). Б — Яломанский массив в Горном Алтае (по материалам А. Н. Кононова), В — Усть-Беловский массив в Северо-Западном Алтае (по материалам О. П. Горяиновой и др.).

Морфологические особенности плутонов, сложенных метасоматическими гранитоидами, изучены по сравнению с гранитоидами других типов гораздо хуже. Основная причина, пожалуй, кроется в том, что оконтуривание таких гранитоидных тел представляет собой довольно трудную задачу. Отсутствие четких контактов, постепенные переходы от измененных вмещающих пород к гранитоидам и крайняя сложность внутреннего строения обычно приводят к тому, что оконтуривание подобного массива становится задачей гораздо более сложной, нежели само установление факта метасоматического происхождения слагающих его пород. Хорошо характеризует морфологические особенности массивов метасоматических гранитоидов предложенное для них П. Термье название — «масляное пятно». Форма их,

Рис. 3. Формы массивов метасоматических гранитоидов.

А — массив в западной части Алданского горнопромышленного района (по Друговой и др., 1959). Б — массив в южной части Алданского щита (по Друговой, Иселову, 1960). В — часть Кубадринского массива в Горном Алтае (по материалам В. А. Скуридина).



действительно, достаточно неопределенна, а очертания расплывчатые. Впрочем, можно отметить, что большинство описанных плутонов подобного происхождения имеет скорее удлиненную, чем изометричную, форму, причем удлинение, как правило, совпадает с простиранием вмещающих толщ. При оконтуривании выклиниваний таких массивов из-за частой перемежаемости полос, сложенных гранитоидами и измененными вмещающими породами, создается впечатление, что массив имеет своеобразное перистое окончание (рис. 3).

В Ы В О Д Ы. Проведенный краткий обзор особенностей морфологии и размеров гранитоидных плутонов различного происхождения позволяет считать эти признаки для установления генетической разновидности гранитоидов только ориентировочными. В качестве главного вывода из приведенных материалов о размерах массивов можно предложить следующее положение: чем больше размеры гранитоидного плутона, тем более вероятно, что он сформировался путем замещения пород, ранее занимавших его место, а не путем активного механического внедрения глубинного расплава.

Соотношения же между морфологией плутонов и механизмом их формирования заключаются в том, что для гранитоидных тел со сложными очертаниями более вероятно образование в результате замещения, чем путем внедрения магмы, которое обычно приводит к появлению плутонов, имеющих сравнительно простые формы: штокообразные и плитообразные. Плутоны магматических неинтродуцированных гранитоидов обычно являются телами сложной формы с округлыми сглаженными очертаниями, массивы же метасоматических гранитоидов — удлиненными телами неопределенной формы с перистыми очертаниями.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПЛУТОНОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Определение структурных соотношений гранитоидных массивов с вмещающими толщами дает весьма ценные сведения, зачастую позволяющие делать вполне определенные выводы о механизме образования данного плутона. Изучение особенностей строения вмещающих толщ в районе и, главным образом, вблизи гранитоидных тел, как правило, либо позволяет выявить вполне четкие следы воздействия формировавшегося тела на структуры боковых толщ, либо, наоборот, установить, что при образовании плутона никакого механического воздействия на

вмещающие толщи не оказывалось и структура их осталась неизменной. И в том, и в другом случае полученная информация может оказаться гораздо полезнее для выяснения механизма формирования массива, чем та, которая собирается даже при самом тщательном изучении петрографии и состава слагающих этот массив гранитоидов. Ю. А. Кузнецов даже считает, что «...лучшим критерием генезиса гранитоидных плутонов является все же соотношение их... со структурой вмещающих пород» (Кузнецов, 1964, стр. 237). Затруднения же в установлении происхождения гранитоидных тел объясняются зачастую тем, что соотношения эти не изучаются, столь важный критерий не используется, и все это вследствие того, что, как сказал М. Уолтон, «слишком много работ о гранитах заканчивается на контактах» (Walton, 1955, стр. 17).

Одним из наиболее подробно изученных объектов, где структурные соотношения между слоистыми вмещающими породами и гранитоидными телами позволяют выяснить некоторые довольно тонкие детали механизма формирования последних, являются плутоны, расположенные в районе Кавказских Минеральных Вод (КМВ). Строение этого района двухъярусное. В основании разреза залегают осадочно-метаморфические породы палеозойского возраста, претерпевшие складчатость и прорванные герцинскими массивами гипербазитов и гранитоидов. Складчатый фундамент перекрывается толщей осадочных пород мелового и третичного возраста, имеющей мощность около 3000 м и очень пологое — не более 5° — падение на север и северо-восток.

Толща осадочных пород прорвана 18 интрузивными телами, возраст которых по геологическим и радиологическим данным определяется как неогеновый. Плутоны, формировавшиеся в одну, две или три фазы, сложены магматическими породами. Детальное петрографическое описание последних дано А. П. Герасимовым (1937) и Н. Д. Соболевым с соавторами (1959). Породы эти являются гипабиссальными гранитоидами повышенной щелочности, т. е. в соответствии с номенклатурой, предложенной Н. Д. Соболевым, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами.

По морфологическим особенностям и структурным соотношениям с вмещающими породами интрузивы района КМВ можно разделить на две группы. В одну из них входят плутоны, формирование которых не сопровождалось вертикальными перемещениями боковых пород. Наиболее типичные массивы этой группы имеют дайкообразную форму с северо-северо-восточным простиранием, вообще характерным для тектонических элемен-

тов района. Какого-либо закономерного изменения залегания осадочных пород по мере приближения к интрузивам не отмечается. У контактов магматических тел слоистые породы сильно раздроблены и уплотнены в зоне шириной иногда до 100—200 м.

При формировании магматических тел другой группы, описание которых будет более подробным, вмещающие их осадочные породы были перемещены в вертикальном направлении на значительные расстояния по отношению к их нормальному положению в стратиграфическом разрезе и образовали купола, облекающие центральное гранитоидное ядро. Эти гранитоидные тела тоже не являются лакколитами, хотя, как предполагалось В. М. Дервиз в начале века, именно такая форма характерна для всех плутонов района КМВ. В. Н. Павлиновым (1946, 1948) было установлено, что формы интрузивов сильно отличаются от лакколитовой, а после детальных геологических работ под руководством Н. Я. Мусатова выяснилось, что морфология плутонов довольно разнообразна, но тем не менее морфологическим особенностям массивов второй группы наилучшим образом отвечает термин «штокообразное тело».

По мере приближения к магматическим телам этой группы на дневной поверхности последовательно обнажаются все более древние осадочные породы, концентрически согласно окаймляющие ядро, сложенное изверженной породой, так что в центре располагаются мергели эссентукской свиты (Кокуртлы, Железная) или даже известняки верхнего мела (Лысая, Машук, Джуца, Золотой Курган). Осадочные породы по отношению к магматическим телам залегают периклинально и слагают различной формы купола, облекающие интрузивы (рис. 4). Некоторые купола имеют сравнительно правильную форму (Джуца, Железная), но встречаются коробчатые (Лысая, Машук) и асимметричные (Кокуртлы, Золотой Курган). Углы падения осадочных пород на крыльях куполов обычно 20—40°, но местами достигают 60—80°. При удалении от купола наклоны слоев становятся более пологими, но нарушения в залегании вмещающих пород обнаруживаются иногда на расстоянии в несколько километров от центра купола.

Характерная особенность геологического строения поднятий — уменьшение мощностей свит осадочных пород, обнажающихся на склонах куполов, по сравнению с нормальными для района. В некоторых случаях уменьшение это бывает весьма значительным. На поднятиях Лысая и Золотой Курган, например, мощность мергелей эссентукской свиты местами равна всего 10—15 м вместо обычных 100—150 м в нормальном залегании. Подобным же образом резко уменьшена мощность песчано-

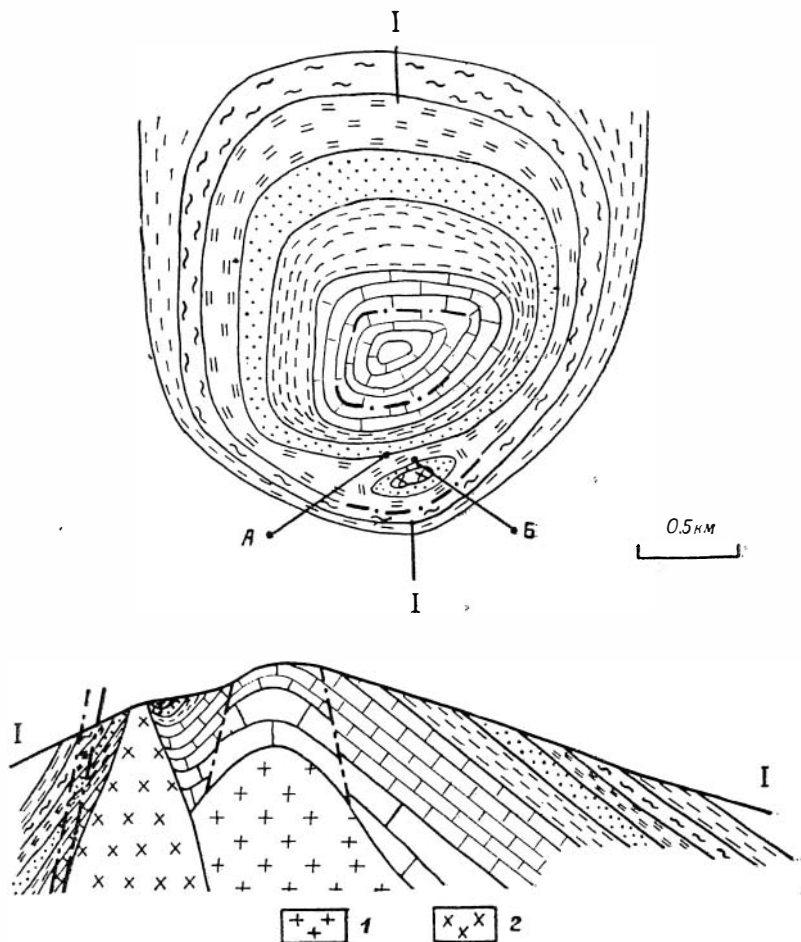


Рис. 4. Структурные соотношения с вмещающими породами гранитоидных массивов, образовавшихся путем активного механического внедрения магмы.

Обобщенная схема геологического строения интрузивов района Кавказских Минеральных Вод: 1 — гранитоиды первой фазы, 2 — гранитоиды второй фазы. А и Б — детализировано на рис. 5.

сланцевых пород свиты Горячего Ключа на поднятии Кокуртлы: всего 20—30 м на северном и восточном склонах при нормальной мощности 300 м. Уменьшение мощностей свит всегда приурочено к крутым крыльям поднятий, и поэтому на асиммет-

ричных куполах мощности свит близятся к нормальным на пологих крыльях и резко уменьшаются на крутых.

Осадочные породы, слагающие сводовые поднятия над магматическими телами, разбиты трещинами. Интенсивность трещиноватости заметно возрастает от периферических к центральным частям поднятий, особенно в тех местах, где падения наибольшие. В ориентировке трещин наблюдается определенная закономерность: одни из них совпадают с поверхностями наложения, а другие, имея простирание, одинаковое с простиранием осадочных пород, круто падают ($60-75^\circ$) в обратном направлении — к центру поднятия. Трещины первой системы обуславливают появление сланцеватости в дислоцированных породах, которая поражает не только глины и аргиллиты, но также мергели и песчаники. Трещины второй системы, встречающиеся

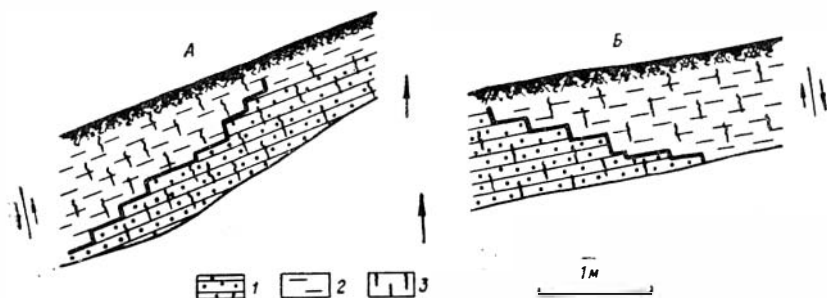


Рис. 5. Детали рис. 4. Ступенчатый контакт между песчаниками (1) и аргиллитами (2). Структурные элементы пород смешены по системе круто падающих сколовых трещин (3), возникших при внедрении гранитоидов первой фазы (А). При внедрении гранитоидов второй фазы направление смещений по унаследованной системе трещин изменилось на обратное (Б).

с частотой в среднем около 10 на 1 м, смещают структурные элементы пород на амплитуду от единиц до нескольких десятков сантиметров (рис. 5, А). На плоскостях трещин обеих систем наблюдается штриховка, ориентированная по падению. В совокупности трещины могут быть определены как кливаж межпластового проскальзывания при поперечном изгибе. Достаточно широкое развитие этих трещин придает куполам черты складок скалывания.

К более крупным разрывным нарушениям относятся межформационные срывы, возникающие при поперечном изгибе многокомпонентной осадочной толщи, отдельные свиты в которой имеют различные механические свойства. Такие нарушения представляют собой зоны дробления мощностью до 3—5 м, име-

ют залегание, согласное с напластованием осадочных пород, и располагаются, например, между известняками верхнего мела и мергелями ессентукской свиты (Золотой Курган), между песчаниками и аргиллитами в свите Горячего Ключа (Кокуртлы) и т. д.

К другой разновидности достаточно крупных разрывных нарушений относятся сбросы, круто падающие от центра поднятия ($60-80^\circ$) и приуроченные к участкам с наибольшими углами падения осадочных пород на крутых крыльях куполов. Эти сбросы, амплитуда перемещения по которым обычно бывает равна нескольким десяткам метров, но достигает иногда 100—150 м, имеют в плане дугообразную форму. На некоторых куполах они целиком окаймляют центральную часть поднятия (Лысая, Джуца, Машук), на других развиваются лишь на крутых крыльях и имеют полукольцевую форму (Золотой Курган, Кокуртлы). Как правило, сбросы располагаются целыми сериями параллельно друг к другу и обуславливают в таких случаях резко выраженное ступенчатое строение куполов.

Описанные структурные соотношения дают возможность расшифровать с известной детальностью механизм формирования плутонов района КМВ. Интрузивы первой группы, очевидно, формировались путем внедрения магмы в толщу пород мезокайнозоя по разрывным нарушениям. Об этом свидетельствует, во-первых, дайкообразная форма этих интрузивов, простирание которых (ССВ) совпадает с главным направлением тектонических элементов в районе. Во-вторых, отсутствие значительных вертикальных перемещений и сильное дробление, наблюдаемое во вмещающих породах вблизи плутонов, возможно лишь в случае проникновения магмы в толщу пород с нарушенной сплошностью. При этом проявляется преимущественно тангенциальная составляющая интрузивного давления, в результате приложения которой происходит дробление и уплотнение вмещающих пород и расширение нарушения, служащего магмопроводящим каналом.

Значительные вертикальные перемещения вмещающих пород, связанные с формированием интрузивов второй группы, свидетельствуют о том, что формирование магматических тел этого типа происходило несколько иным путем. Магма в этом случае прокладывала себе путь вверх сквозь толщу осадочных пород, сплошность которых не была нарушена к моменту интрузии. Под воздействием внедрившегося магматического тела слоистые породы кровли куполообразно изгибались путем пластической деформации. Дальнейшее возрастание напряжений вызывало появление хрупкой деформации скалывания, с которой

связано формирование трещин, определяемых как кливаж межпластового проскальзывания. Продолжающееся воздействие интрузива на породы кровли вызвало появление на крыльях формирующегося купола более крупных разрывных нарушений — сбросов и приводило к выталкиванию вверх центральной части поднятия, отсеченной теперь от крыльев системой кольцевых нарушений. В итоге на современной дневной поверхности обнажаются осадочные породы, встречающиеся в нормальном залегании на значительной глубине. Суммарная амплитуда перемещения осадочных пород, определяемая как разница в гипсометрических отметках какой-либо свиты в нормальном и нарушенном залегании, находится в пределах 1,5—4 км.

Структурные соотношения между интрузивами и вмещающими породами позволили определить величину интрузивного давления, которое при формировании плутонов второй группы разрешалось в вертикальном направлении и величина которого может быть определена как сумма двух составляющих. Одна из них шла на преодоление литостатической нагрузки, а другая — на преодоление прочностных свойств кровли. На основании произведенных приблизительных расчетов минимальная величина интрузивного давления оценивается в 1000—1500 кг/см² (Слободской, 1965).

Особенности строения осадочных толщ отражают не только особенности процесса внедрения главной порции расплава, во время которого происходило перемещение слоистых пород на значительные расстояния по вертикали и формирование куполовидных сооружений, согласно облегающих центральное гранитоидное ядро, но и запечатлевают следы воздействия внедрения тел последующих фаз на сформировавшееся уже сооружение. Эти тела всегда располагаются по контакту между плутонами первой фазы и боковыми породами, причем проникают иногда на более высокий уровень в толщу осадочных пород, чем гранитоиды первой фазы. С внешней (более удаленной от центра купола) стороны магматических тел поздних фаз внедрения вмещающие породы имеют очень крутое падение, иногда вертикальное и даже опрокинутое. Здесь же часто наблюдается дополнительная серия сбросов с амплитудами перемещения в несколько десятков метров. С внутренней (обращенной к центру купола) стороны интрузивов поздних фаз залегание осадочных пород почти не изменяется. Лишь в непосредственной близости к контакту молодого плутона наблюдаются блоки вмещающих пород шириной до 10—15 м, оторванные и развернутые по отношению к породам, слагающим главный купол. Несколько дальше от молодого магматического тела воздействие повторного внедрения

проявляется в том, что изменяется направление смещений по унаследованной системе трещин кливажа, возникших при формировании купола во время интрузии первой фазы (см. рис. 5, В).

При анализе структурных изменений, возникших при повторных внедрениях, устанавливается, что куполовидное поднятие, сформировавшееся при внедрении расплава первой фазы, является постройкой достаточно прочной и сохраняется при повторных внедрениях почти неизменной. Внедрение повторных порций расплава в уже сформированную куполовидную постройку не производит уже столь отчетливо заметных структурных нарушений во вмещающих породах, какие возникают при внедрении тел первой фазы. Сохраняется не только складчатая структура купола, но и возникшая при внедрении тела первой фазы система сколовых трещин, а пространство для магматических тел последующих фаз высвобождается путем перемещения различных по размерам блоков вмещающих пород.

Описанные структурные соотношения между магматическими телами и вмещающими толщами в районе КМВ позволяют уверенно связывать появление структурных нарушений во вмещающих породах с интрузией магматического расплава, имеющего глубинное происхождение. Формирование куполовидного поднятия, в центре которого находится ядро, сложенное интрузивной породой, перемещения осадочных пород на большие расстояния, закономерная ориентировка относительно центрального гранитоидного ядра трещин скалывания и более крупных сбросовых нарушений, интенсивное брекчирование вмещающих пород — все эти особенности геологического строения plutонов и вмещающих пород возникли в результате активного механического внедрения магмы.

Если гранитоидные тела, образовавшиеся путем активного механического внедрения глубинного расплава, залегают во

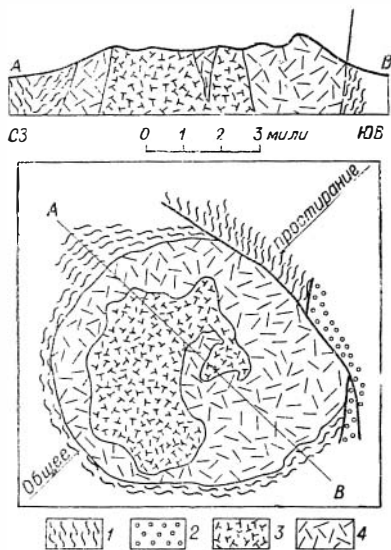


Рис. 6. Структурные соотношения северного гранитоидного штока о. Арпан с вмещающими породами (по Ф. Тернеру и Д. Ферхугену, 1961). 1 — дальредские кристаллические сланцы, 2 — древний красный песчаник, 3 — тонкозернистые граниты, 4 — грубозернистые граниты.

вмещающих породах, претерпевших до этого складчатость, в последних также обнаруживаются те или иные структурные нарушения. Например, вблизи гранодиоритового массива Ройал в штате Монтана (США) наблюдается отклонение простираний региональных структур от меридионального (Allen, 1966). Еще более наглядным примером является описанная Г. Тиррелом (Tyrrrel, 1928) структурная обстановка, в которой находится северный пранитоидный плутон о. Арран, Шотландия. На схематической геологической картине видно резкое изменение регионального простирания вмещающих кристаллических сланцев вблизи интрузива (рис. 6).

Надо сказать, что наличие структурных нарушений в боковых породах вблизи магматических тел довольно часто используется как признак интродуцированного происхождения плутонов. Действительно, в ряде случаев детальным структурным картированием устанавливается, что нарушения во вмещающих толщах (закономерное изменение углов падения слоев, строгая подчиненность в расположении трещин и других тектонических нарушений контурам плутона и т. д.) причинно связаны с формированием магматического тела и могут служить доказательствами активного механического внедрения магмы. Однако иногда в качестве единственного доказательства внедрения приводятся сведения об изменении углов падения вмещающих пород вблизи массива или о наличии каких-либо тектонических нарушений (Сарбонян, 1964; Knopf, 1957; Taubeneck, 1957). Относительно такой «системы доказательств» М. М. Тетяев (1934) говорил, что одного лишь указания на сложность структуры около гранитного массива для того, чтобы считать его внедрившимся, совершенно недостаточно, так как такие структурные осложнения могут и не иметь ничего общего с процессами формирования магматического тела. При размещении, например, плутонов в складчатых толщах наблюдаемые около них изгибы слоев могут быть не чем иным, как выражением складок на поверхности, но никак не структурными нарушениями, связанными с появлением гранитоидных тел.

В других случаях деформации вмещающих пород вблизи плутонов могут быть, действительно, обусловлены присутствием магматического тела, однако при тщательном анализе соотношений массива со структурой вмещающих толщ может быть установлено, что и эти деформации с процессами образования данного массива никак не связаны. Например, в Центральном Алтае группа гранодиорит-тоналитовых массивов залегает без всяких признаков механического воздействия на вмещающие осадочные породы (Слободской, 1966₂). Лишь вблизи одного из

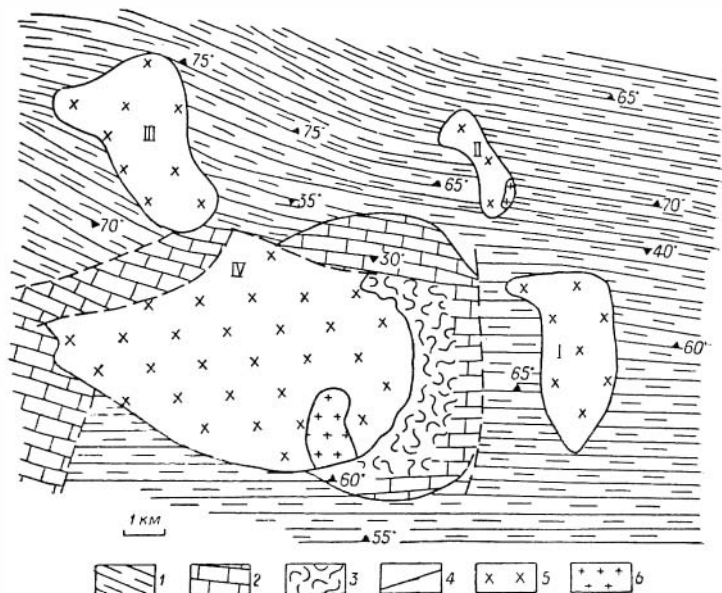


Рис. 7. Схема расположения некоторых гранитоидных массивов Центрального Алтая в структурах вмещающих толщ (I — Чуйский, II — Иннинский, III — Мало-Яломанский, IV — Усть-Чуйский).

1 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники ордовика, 2 — известняки силура, 3 — пloyчатые мраморы, 4 — направление и угол падения слоистости, 5 — тоналиты и гранодиориты первой фазы, 6 — плагиограниты второй фазы.

них — Усть-Чуйского массива — наблюдаются сильно деформированные мраморы (рис. 7). Деформация эта проявляется на расстоянии до 1 км от восточного контакта массива, причем интенсивность ее по направлению к плутону растет, так что в приконтактной зоне шириной 300—500 м мраморы смяты в мелкие крутые, часто разорванные, веерообразные складки и приобретают характерный пloyчатый вид. Устанавливается, однако, что нарушения в строении вмещающих пород возникли не во время образования магматического тела, а после того, как оно было сформировано. Время возникновения деформации мраморизованных известняков определяется, с одной стороны, тем, что вместе с ними, часто согласно с сохранившимися в них обрывками полосчатости, смята в мелкие веерообразные складки и дайка диорит-порфирита, которая относится к дайкам первой фазы, завершающим формирование большей части массива (рис. 8). При смятии дайка была раздавлена, и местами от-

дельные ее обрывки растащены на расстояние до метра друг от друга. С другой стороны, деформированные мраморы вместе с дайкой диорит-порфирита были рассечены прямолинейной трещиной, в которую внедрилась относящаяся ко второй фазе дайка гранодиорит-порфира. Эти соотношения указывают на то, что мраморы были смяты в складки в период между образованием пород первой и второй фаз, т. е. когда большая часть массива была уже сформирована. По мнению Д. Нобла (Noble, 1952), подобные взаимоотношения есть следствие того, что возникший среди осадочных пород гранитоидный массив начинает играть роль жесткого упора, о который снимаются вмещающие породы при происходящих в районе тектонических движениях.

Таким образом, должно быть очевидным, что для доказательства действительного внедрения расплава необходимо не просто отметить наличие нарушений вблизи гранитоидного плутона, но и показать, что эти нарушения вмещающих пород охватывают массив со всех сторон и закономерно ориентированы по отношению к нему.

В заключение обзора структурных соотношений между интродуцированными гранитоидными плутонами и вмещающими толщами следует рассмотреть структурную обстановку, характерную для той разновидности интродуцированных магматических

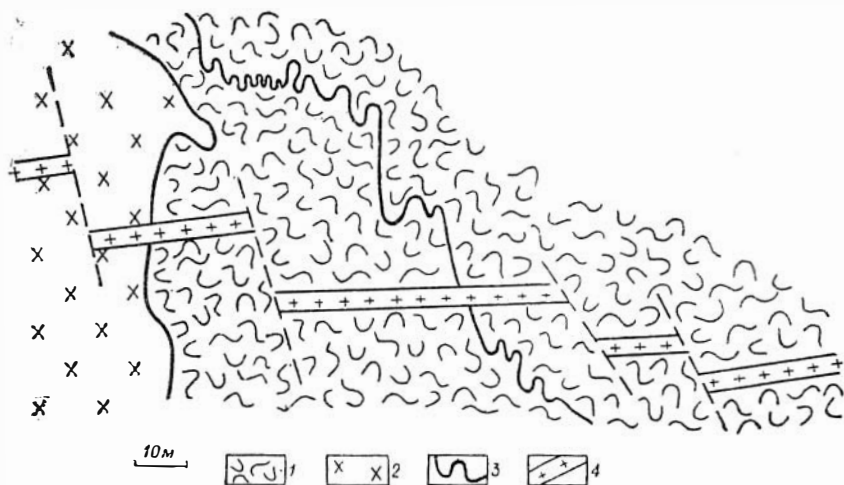


Рис. 8. Схема взаимоотношения даек и вмещающих пород в восточном контакте Усть-Чуйского массива.

1 — плочатые мраморы, 2 — тоналиты и гранодиориты, 3 — дайка диорит-порфирита, 4 — дайка гранодиорит-порфира.

гранитоидов, которые образуются путем пассивного перемещения расплава. Плутоны этого типа располагаются обычно в стабильных участках земной коры в тесной связи с вулканическими аппаратами и, как предполагают, являются следствием образования кальдер проседания при погружении в магматический очаг конических или цилиндрических блоков коры. Величина опускания оценивается, например, для массива гор Осипи (штат Нью-Гемпшир, США) в 1,5 км для периферии блока и в 4 км для его центральной части (Kingsley, 1931), а при формировании расположенного рядом плутона Уайт Маунтин она могла достигать и 5 км (Billings, 1928).

Характерная особенность плутонов этого типа — частая ассоциация их с кольцевыми или коническими дайками, которые заполняют соответствующие трещины, закономерно возникающие, по мнению М. Биллинга (Billings, 1945), при проседании центрального блока. Другой характерной чертой структурного положения массивов, связанных с образованием кальдер проседания, являются подвороты вмещающих пород внутрь, погружение их по направлению к интрузивному телу (рис. 9, 10). Такие структуры вмещающих пород отмечены вблизи плутонов гор Осипи (Billings, 1945), около пермских массивов района Осло, где такое центральнонаправленное залегание боковых толщ проявляется весьма отчетливо (Хольтедаль, 1957), у довольно многочисленных юрских (?) существенно гранитоидных тел Юго-Западной Африки (Martin, et al. 1960), а также у третичных центральных интрузий Шотландии (Richey, 1932).

Весьма важной особенностью структурных соотношений многих массивов интрузивных магматических гранитоидов с вмещающими породами является то, что эти массивы бывают отчетливо согласными по отношению к строению окружающих толщ.

Это было подмечено П. Н. Кропоткиным (1940), писавшим, что аллохтонные (внедрившиеся) массивы гранитоидов нередко имеют согласные кон-

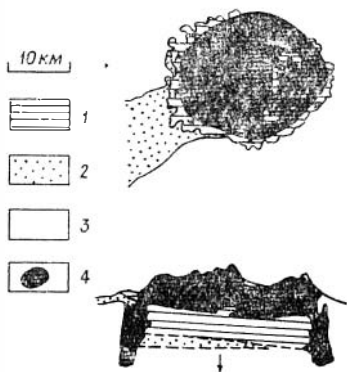


Рис. 9. Строение плутона Брандберг, образовавшегося путем заполнения (по Martin et al., 1960).

1 — лавы, 2 — осадочные породы, 3 — породы основания, 4 — граниты Карру.

такты, и может быть проиллюстрировано рядом примеров. В частности, упомянутый уже северный штук о. Арран (Шотландия), по данным Г. Тиррела (Tyrrel, 1928), сложен гранитами и залегает в кристаллических сланцах, имеющих северо-восточное простирание и крутое падение к юго-востоку. Вблизи массива северо-восточное простирание изменяется на параллельное контакту вокруг почти всего массива, падения в сланцах повсеместно крутые и направлены от контакта с гранитами (см. рис. 6). Таким образом, гранитный штук в северной части о. Арран залегает во вмещающих его кристаллических сланцах, в общем, согласно, однако согласно это чисто локальное и связано с тем, что внедряющееся гранитное тело активно перестраивает структуру вмещающих толщ, приспособляя ее к своим очертаниям.

Сходные структурные соотношения наблюдались Д. де Ваардом (Waard de, 1951) при изучении плутона Бар-Андлау, контактовые зоны которого были столь подробно изучены Г. Розенбушем. На значительном протяжении вокруг плутона, восточная часть которого, правда, обрезана тектоническим нарушением, вмещающие сланцы слагают купол, согласно облекающий гранитоидное тело. Формирование этого куполовидного поднятия причинно связывается с внедрением в толщу осадочных пород шорции глубинного расплава.

Своеобразные куполовидные постройки вмещающих пород, внутри которых располагаются гранитоидные ядра, описаны Д. Раузом, Г. Гессом и др. (Rouse et al., 1937) в северной части гор Бэртуз (штат Монтана, США). Купола располагаются среди осадочных пород мелового возраста, а слагаются — по мере приближения к центру — все более древними породами, вплоть до кембрийских. В центральных частях этих сооружений и размещаются гранитоидные тела, сформировавшиеся в результате интрузии расплава, механическая активность которого обусловила появление на одном уровне пород из различных частей стратиграфической колонки.

Купола, сложенные осадочными породами и согласно облекающие гранитоидные плутоны, были закартированы Б. А. и Л. А. Снятковыми (1964) в пределах Кольмо-Чукотского складчатого пояса. На схематических картах районов р. Ниванды и гряды Кулар отчетливо видна полная зависимость залегания вмещающих слоистых толщ от очертаний интрузивов (рис. 11).

Совершенно иными бывают структурные соотношения с вмещающими породами у плутонов, образовавшихся путем замещения. Еще в прошлом веке Мишель-Леву (Levy, 1893) установлено, что некоторые гранитоидные тела заполняют определенное

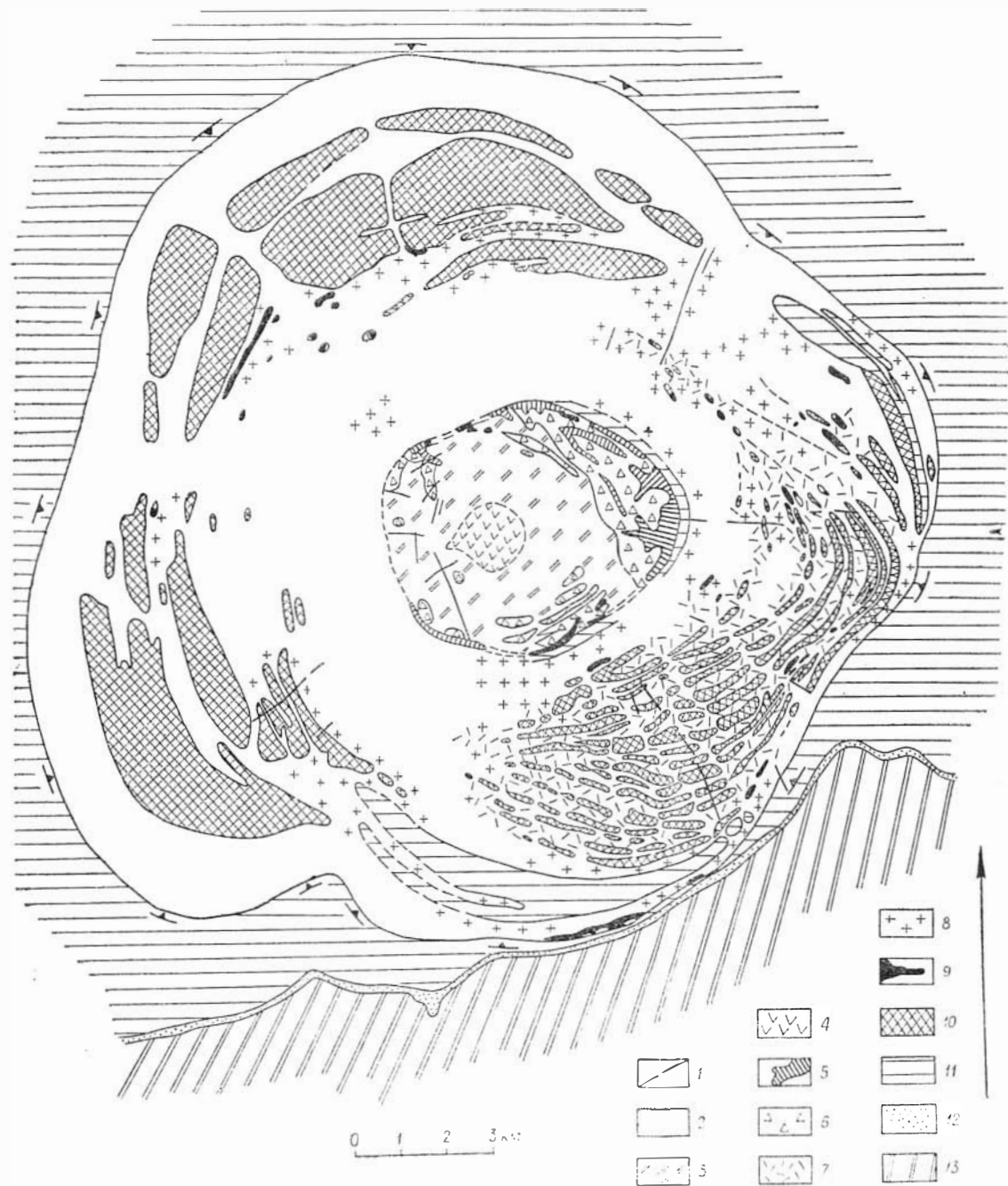


Рис. 10. Строение сувулкана Мессум (по Martin et al., 1960).

1 — основные дайки, 2 — пески и щебень, 3 — разрушенные агломераты и туфы, 4 — центральный гранит, 5 — трахит, 6 — агломераты, туфы и лавы, 7 — спенитизированные лавы, 8 — гранит, 9 — анортзит, 10 — габбро, 11 — лавы и туфы, 12, 13 — осадочные породы.

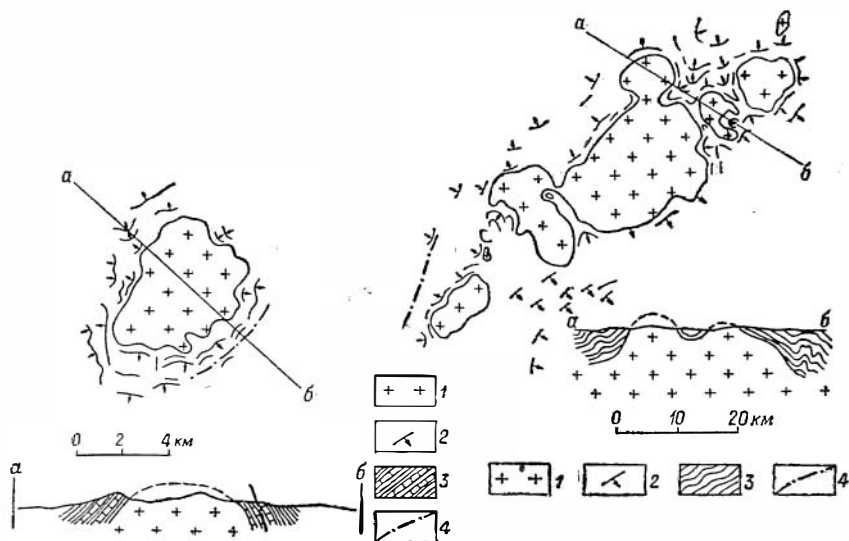


Рис. 11. Интрузивы гранитоидов Колымо-Чукотского пояса и Омолонской глыбы и их отношение к складчатым структурам осадочных отложений (по Сняткову и Сняткову, 1964).

1 — гранитоиды, 2 — простирание и падение осадочных пород, 3 — триасовые и пермские осадочные породы, 4 — тектонические нарушения.

пространство, не нарушая положения слоев, место которых они занимают. Эти выводы были сделаны, в частности, на основе зарисованных Ш. Барруа (Barrois, 1884) структурных соотношений между гранитоидными плутонами и осадочными толщами в каменноугольном бассейне Корле (Франция). Карта эта, ставшая классической и неоднократно перепечатанная впоследствии, тем не менее уже забыта, а поэтому заслуживает быть воспроизведенной вновь. На ней (рис. 12) совершенно отчетливо видно, что оси складок и отдельные стратиграфические горизонты совершенно не меняют своего положения по мере приближения к гранитным массивам и продолжают их без всякого изменения своего залегания.

Подобные взаимоотношения однозначно свидетельствуют о том, что плутоны сформировались, не произведя при этом никаких структурных нарушений в окружающих породах, и, скорее всего, заместили некоторый их объем. Это характерно для гранитоидных тел замещения любых размеров — от мелких даек до огромных батолитов. Одним из наиболее важных критериев

прохождения даек является структурная обстановка. Если структурные элементы вмещающих пород по разные стороны дайки не смещены относительно друг друга, то, по мнению Г. Гудспида (Goodspeed, 1940, 1952) и Б. Кинга (King, 1948), это служит веским доказательством того, что эта дайка сформировалась путем замещения, причем подобные соотношения свойственны как метасоматическим дайками, так и дайкам, образовавшимся в результате расплавления исходных пород вдоль трещины-проводника.

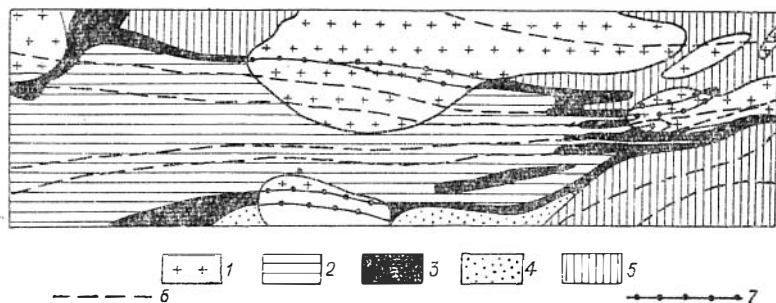


Рис. 12. Гранитоидные массивы в Корле, Франция (по Огу, 1914).

1 — гранит, 2 — карбон, 3 — девон, 4 — силур, 5 — альгонкий, 6 — оси антиклиналей, 7 — границы выхода девона до образования гранитных массивов.

● Отсутствие смещений или каких-либо иных структурных нарушений во вмещающих породах отмечается и вблизи гораздо более крупных гранитоидных тел.

Следы активного механического воздействия на вмещающие породы отсутствуют, например, вблизи массивов непотрудированных магматических гранитоидов. Эта особенность структурного положения плутонов, сформировавшихся путем расплавления некоторого объема вмещающих пород, была впервые подчеркнута геологами французской школы еще в прошлом веке. Впоследствии подобные структурные соотношения между гранитоидными телами и боковыми породами были описаны М. М. Тетяевым, утверждавшим, что отсутствие нарушений свидетельствует о том, что «магма размещается внутри осадочных пород и структур, которые они слагают» (Тетяев, 1934, стр. 253). Подобного же мнения придерживался и П. Н. Кропоткин (1941), считавший, что гранитоидная магма образуется в результате расплавления некоторых исходных пород, а формирующиеся

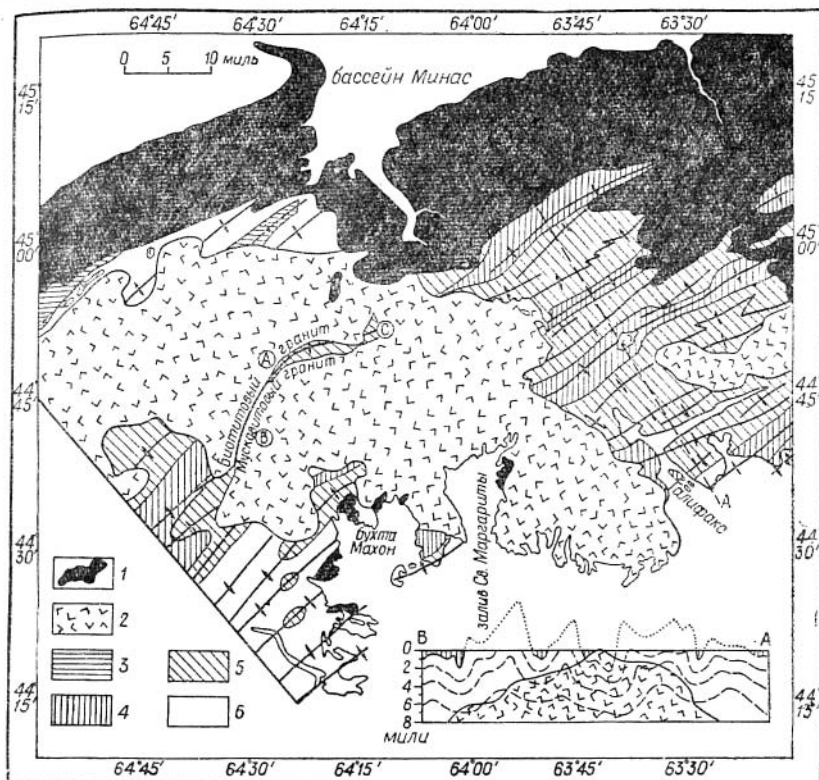


Рис. 13. Структурные соотношения между вмещающими породами и девонским гранитным батолитом в юго-западной части Новой Шотландии (по Баддингтону, 1963).

1 — карбон и триас, 2 — гранит, 3 — осадочные породы силура и девона, 4 — Формация Галифакс, 5 — формация Годденвилл, 6 — формация Галифакс и Годденвилл (нерасчлененные).

при этом гранитоидные массивы занимают свое место, не нарушая вмещающих пород. Как отмечает В. В. Белоусов, обобщивший материал по тектоническому положению батолитовых массивов, судя по соотношениям последних со складчатыми толщами, «часть вмещающих пород была изъята из земной коры без нарушения залегания всех окружающих толщ, и на освобожденном месте расположилось магматическое тело. Мы не находим следов насильственного внедрения последнего с раздвигани-

ем, раскалыванием или сжатием пород» (Белоусов, 1954, стр. 479).

Такие соотношения, свидетельствующие об отсутствии какого-либо механического воздействия на осадочные толщи при появлении среди них даже очень крупных магматических масс, закартированы во многих районах мира. Так, по данным У. Райта (Wright, 1931), батолит в Новой Шотландии (Канада) площадью около 10 000 км² образовался без бокового смещения или приподнимания кровли (рис. 13). Никаких нарушений не отмечено и вблизи гранитоидных пород, слагающих южную часть батолита Сьерра-Невады, что позволило обнаружить этому Р. Уэббу (Webb, 1938) считать, что магма заняла здесь свое место совершенно спокойно. Не смещающей структуры осадочных толщ, а занимающий некоторый их объем гранитоидный массив с признаками магматического происхождения закартирован Б. Кингом (King, 1947) в Уганде. По мнению Ю. А. Кузнецова (1964), и во взаимоотношениях огромного Калбинского батолита со слоистыми вмещающими осадочными толщами нет никаких признаков раздвижения или какого-либо приспособления последних к границам магматического тела (рис. 14), причем это

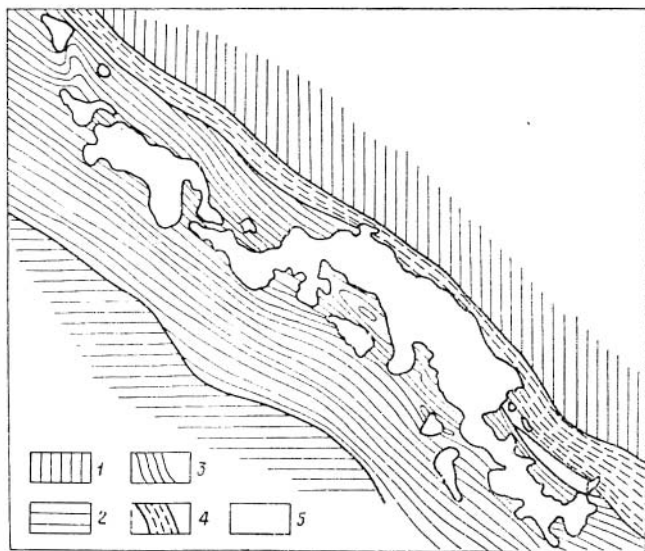


Рис. 14. Калбинский батолит (по Щерба, 1957).

1 — антиклинорий Рудного Алтая, 2 — Чарский антиклинорий, 3 — песчано-сланцевые толщи Калбинского синклиндия, 4 — Иртышская зона смятия, 5 — калбинские граниты.

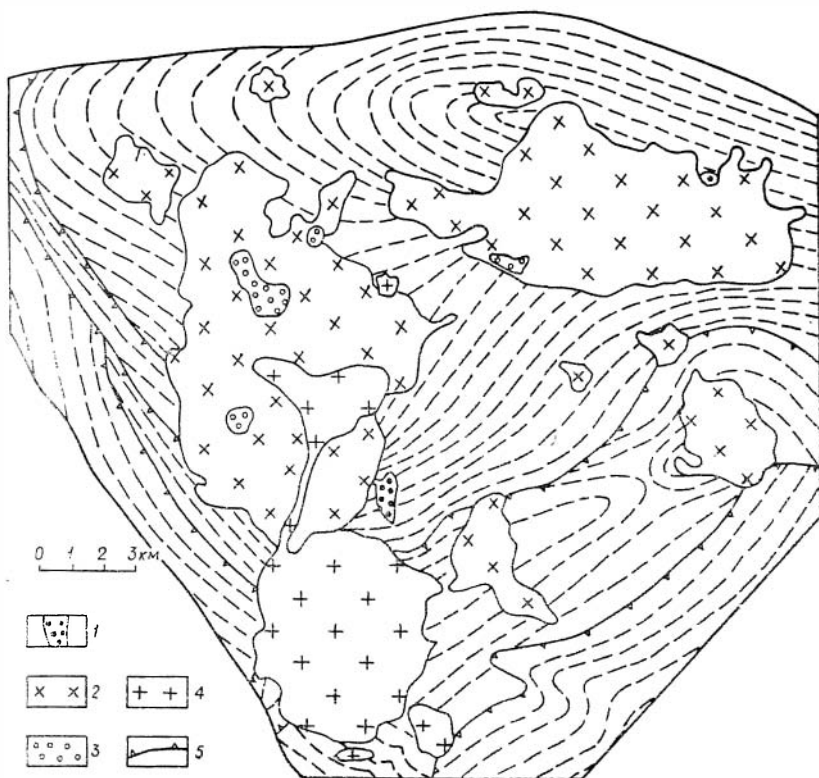


Рис. 15. Положение гранитоидных массивов Северо-Западного Алтая в структурах вмещающих толщ (по материалам О. П. Горяниновой и др.).

1 — габброиды Дозменогорского комплекса, 2 — гранодиориты и тоналиты Змеиногорского комплекса, 3 — граниты Змеиногорского комплекса, 4 — граниты Калбинского комплекса, 5 — границы между структурными этапами.

свидетельствует о том, что батолит был образован на месте путем замещения осадочной толщи без нарушения ее внутренней структуры.

Полная независимость между очертаниями магматических тел и строением вмещающих песчано-алевролитовых толщ характерна также для многочисленных массивов гранодиорит-тоналитового комплекса Горного Алтая, расположенных как в северо-западной (рис. 15), так и в центральной частях этого региона (Слободской, 1966₂) (см. рис. 7). Характерное для района залегание вмещающих толщ сохраняется и в непосредственной бли-

зости от контактов гранитоидных массивов и никак не зависит от ориентировки контактов. Положение складчатых структур также не меняется при приближении к плутону. Это характерно не только для складок первого порядка шириной в несколько километров, но и для мелких складок шириной в несколько десятков сантиметров, которые резко срезаются контактами массивов без всяких загибов, подворотов или других смещений. Отсутствие воздействия на структуры со стороны массивов отмечается и на тех участках, где направления складок и контакта совпадают. Здесь по мере приближения к контактам сохраняется как направление складок, так и интенсивность складчатости. Подобным же образом вблизи массивов не наблюдается дробления вмещающих пород или повышения интенсивности трещиноватости. Наоборот, развитая в осадочных породах района сланцеватость северо-западного направления залечивается в процессе ороговывания и исчезает в контактовых роговиках. Это вполне согласуется с содержащимися в сводке Э. Блэкуэлдера и Э. Бэдди (Blackwelder, Beddley, 1925) данными о том, что в большинстве своем крупные гранитоидные тела являются более поздними и занимают секущее положение по отношению к региональной сланцеватости.

Характерной особенностью плутонов непетрифицированных магматических гранитов является резко секущее положение их по отношению к структуре окружающих слоистых толщ. Это отчетливо видно на всех приведенных зарисовках, иллюстрирующих размещение гранитоидных тел, образовавшихся путем магматического замещения некоторого объема вмещающих пород (см. рис. 7, 12, 13, 14, 15). Секущие взаимоотношения — прямое, хотя и довольно неожиданное, следствие пассивного в механическом отношении способа формирования плутонов этого типа. Именно сочетание пассивности формирования, которая выражается в отсутствии механического воздействия на вмещающие породы, с прихотливостью очертаний массивов непетрифицированных магматических гранитоидов обуславливает возникновение секущих взаимоотношений на их контактах. Очевидно поэтому, что использование такого признака, как «секущие контакты», для доказательства формирования плутона путем активного внедрения глубинной магмы есть следствие некритического отношения к содержанию и смыслу употребляемых терминов. Должно стать ясным также, что секущие контакты вовсе не обязательно являются контактами интрузивными, хотя эти термины и используются большей частью как синонимы. Напротив, секущие взаимоотношения на контактах гранитоидного тела — весьма серьезный повод для вывода о его формировании путем

магматического замещения, поскольку подобные взаимоотношения основательно противоречат представлениям об активном внедрения глубинного расплава.

Не случайно поэтому Б. Стрингем (Stringham, 1960) считает наличие секущих контактов характерным признаком для плутонов магматических гранитоидов, которые он называет пассивно воздействующими.

Никаких следов механического воздействия на вмещающие толщи не обнаруживается обычно и вблизи плутонов метасоматических гранитоидов. Структуры окружающих слоистых толщ прослеживаются в ненарушенном положении вплоть до массивов. Это характерно, например, для докембрийского плутона, расположенного в горах Бэртуз (штаты Монтана и Вайоминг, США), где, по сведениям Ф. Эккельмана и А. Палдерварта (Eckelman, Poldervaart, 1957), оси складок без отклонений проходят из вмещающих пород не только до массива, но протягиваются и внутри его. Совершенно подчиненно по отношению к структуре вмещающих метаморфических пород залегают описанные Г. М. Виноградской (1963, 1964) палеозойские плутоны метасоматических гранитоидов Урала. Подобные соотношения отмечены и П. Мпшем (Mish, 1949_{1,2}) для одних из наиболее молодых массивов метасоматических гранитоидов — верхнемезозойского плутона северо-западной части провинции Юньнань, Южный Китай, и третичного массива, расположенного в районе Нанга Парбат, Северо-Западные Гималаи. Здесь структуры по мере передвижения от слабо метаморфизованных осадков к сильно метаморфизованным и затем к гранитизированным породам остаются совершенно однородными, какие-либо нарушения в строении толщ не наблюдаются.

Вместе с тем хотя плутоны метасоматических гранитоидов, как и магматических неинтродуцированных гранитоидов, не оказывают механического воздействия на вмещающие толщи, характерной чертой их структурных соотношений с окружающими породами является согласное залегание или, используя терминологию, предложенную Г. Клоосом, конкордантность, т. е. совпадение очертаний контакта с тектоникой и структурой вмещающих пород (рис. 16). Надо отметить, что это согласное залегание сильно отличается от согласного залегания, наблюдаемого иногда у массивов внедрившихся магматических гранитоидов. Там это согласие обусловлено тем, что региональное залегание вмещающих пород вблизи гранитоидных тел изменяется и становится подчиненным контурам массивов, тогда как у плутонов метасоматических гранитоидов, напротив, очертания полностью подчинены особенностям залегания окружающих

толщ, региональное простирание которых совершенно не изменяется при приближении к плутонам.

Согласное залегание массивов метасоматических гранитоидов устанавливается достаточно уверенно, несмотря на неопределенность их морфологии, связанную с отсутствием четких контактов. Линия контакта, а она у плутонов метасоматических гранитоидов в значительной мере условна, проводится обычно

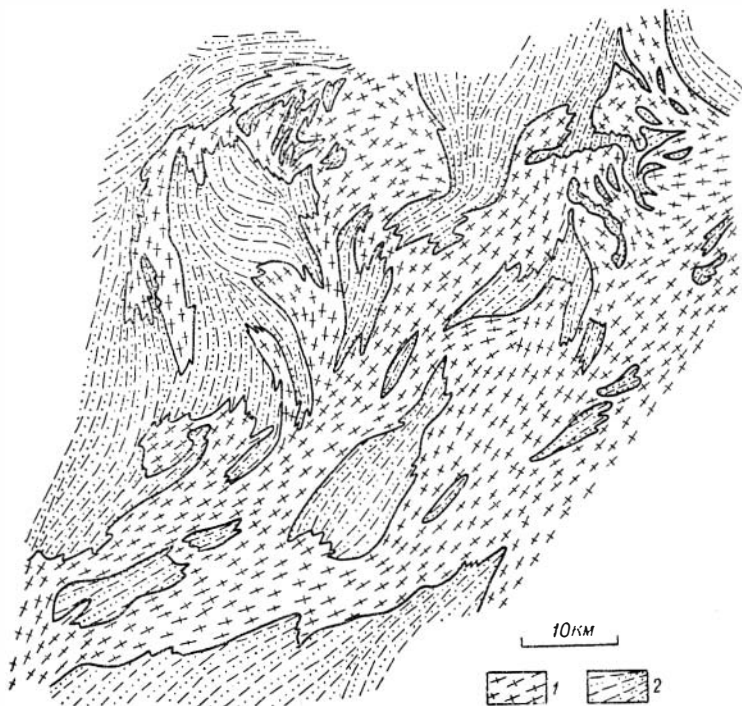


Рис. 16. Согласно залегание массива гранито-гнейсов в толщах кристаллических сланцев и гнейсов (по Г. М. Друговой и др., 1959).
1 — гранитоиды, 2 — кристаллические сланцы и гнейсы.

по линии простирания вмещающих пород, поскольку наиболее быстрая смена пород происходит в направлении, перпендикулярном к этой линии. Эти особенности сохраняются и для участков выклинивания массивов, сформировавшихся подобным образом, а поэтому окончания по простиранию вмещающих пород у таких гранитоидных тел рисуются на картах в виде достаточно сложных перистых форм.

ВЫВОДЫ. Подводя итог обзору структурных соотношений гранитоидных плутонов с вмещающими породами, следует подчеркнуть несколько положений которые представляются на более важными. Прежде всего, устанавливается, что гранитоидные массивы делятся по характеру воздействия на структуру вмещающих толщ на две группы. Тела одной из групп сопровождаются обычно разнообразными структурными нарушениями вмещающих толщ. Это либо результаты прямого механического воздействия со стороны внедрявшегося магматического тела, что выражается в приконтактовом брекчировании, приподнимании и раздвигании боковых пород, либо же следы структурных нарушений, которые непосредственно предшествуют и, по сути дела, являются причиной перемещения расплава и образования интрузивного тела, как в случае формирования гранитоидных плутонов в связи с кальдерами проседания кровли магматических очагов. В противоположность этому тела другой группы не оказывают на вмещающие породы никакого механического воздействия при своем формировании. К ним относятся плутоны метасоматических гранитоидов, а также гранитоидов, возникших путем магматического замещения.

Взаимоотношения гранитоидных плутонов с вмещающими породами дополнительно могут быть охарактеризованы положением массивов по отношению к структурам боковых осадочных и метаморфических пород. Гранитоидные массивы, которые являются интрузивами в собственном смысле этого слова, т. е. образовались в результате внедрения глубинного расплава, по отношению к региональным структурам являются, несомненно, телами секущими. Именно так следует рассматривать, например, штокообразные плутоны района Кавказских Минеральных Вод, прорывающие почти горизонтально залегающие осадочные породы. Однако в непосредственной близости к массивам в результате их активного механического воздействия вмещающие породы образуют купола, облекающие интрузивы и создающие таким образом согласное залегание «местного значения».

В противоположность этим массивам тела магматических неинтродуцированных гранитоидов, не оказывая на вмещающие породы механического воздействия, занимают по отношению к ним резко секущее положение. Положение же массивов метасоматических гранитоидов по отношению к региональным структурам вмещающих пород полностью согласное, а очертания их контактов подчинены особенностям залегания окружающих толщ.

ХАРАКТЕР КОНТАКТОВ

Изучение характера контактов может оказаться весьма полезным при определении способа образования плутонов. Правда, этот метод не во всех случаях может дать однозначное решение задачи, с его помощью, например, нельзя различить интрузивированные и неинтрузивированные магматические гранитоидные массивы, однако он позволяет достаточно уверенно выбрать между магматическим или метасоматическим происхождением изучаемого плутона. Образование гранитоидных тел путем метасоматоза вполне определенно устанавливается по наличию у них постепенных переходов к вмещающим породам и отсутствию четких контактов, характерных для тех гранитоидных массивов, которые формировались в результате кристаллизации магматического расплава. Ф. Граут (Grout, 1941) в своей работе «Образование интрузивно выглядящих пород путем метасоматоза» отмечает, что такие породы от петлиных интрузивных можно отличить по наличию постепенных переходов к боковым породам, тогда как резкие контакты являются отличительными признаками магмы. Необходимость использования этого важного признака для определения способа формирования гранитоидных тел подчеркивается не только Ф. Граутом и в более поздних его статьях (Grout, 1950), но и другими геологами, например, Г. Д. Афанасьевым (1951), Н. Г. Судовниковым (1950) и Г. Гудспидом (Goodspeed, 1959).

Действительно, в описаниях плутонов, сложенных магматическими гранитоидами, постоянно отмечается резкость контактов этих тел, обусловленная тем, что контакт у массивов магматических гранитоидов является поверхностью раздела, унаследованной от стадии существования расплава, когда она была поверхностью соприкосновения разных фаз: жидкой (магма) и твердой (вмещающие породы).

Контакты, которые являются именно поверхностями, а не зонами раздела, характерны для гранитоидных плутонов, образовавшихся путем внедрения глубинного расплава. Это относится как к достаточно мелким телам — различным дайкам, так и к более крупным плутонам, в строении которых и соотношениях с вмещающими породами явственно заметны черты, свидетельствующие о внедрении магмы. У сформировавшегося путем активного механического внедрения плутона Бар-Андлау контакты, как отмечает Д. де Ваард, изучивший механизм образования этого гранитоидного тела, очень резкие (Waard de, 1951). Такие же они и у таких не менее типичных тел интрузивированных гранитов, как массивы района Кавказских Минеральных Вод.

ральных Вод. Аналогичные контактовые соотношения отмечаются и у массивов, образовавшихся в результате пассивного перемещения магмы, сопровождавшего возникновение кальдер проседания в кровле магматических очагов. В частности, такого характера контакты описаны Р. Гринвудом (Greenwood, 1951) у гранитоидных тел, расположенных в провинции Плато (Нигерия), причем эта особенность геологии массивов прямо используется как доказательство магматического, а не метасоматического их происхождения.

Резкие контакты являются столь непременной особенностью строения плутонов интродуцированных магматических гранитоидов, что, может быть, именно вследствие этого наличие четких контактов стало иногда рассматриваться как свидетельство внедрения магмы и термин «резкий контакт» иногда используется как синоним термина «интрузивный контакт». Между тем резкие контакты говорят лишь о том, что гранитоидное тело образовалось путем кристаллизации расплава, но ничего не говорят о том, как расплав занял магматическую камеру. Действительно, этот признак в равной мере присущ и плутонам, сформировавшимся в результате магматического замещения некоторого объема вмещающих пород. Четкие контакты отмечены у массивов магматических неинтродуцированных гранитоидов Алтая (Слободской, 1966_{1,2}). В Казахстане граниты массива Куу, которые, по данным М. М. Повилайтис (1964), являются продуктом магматического замещения, тоже имеют резкие границы с вмещающими породами. Подобные контактовые соотношения характерны и для Кзылкудукского плутона, который расположен в Северном Казахстане и в формировании которого, как предполагает В. С. Мищенко (1965), определенную роль играли процессы замещения боковых пород магматическим расплавом.

Возникновение поверхностей раздела между гранитоидами и боковыми породами в процессе магматического замещения объясняется Ю. А. Кузнецовым (1964) как результат того, что при магнообразовании, которое сопровождается поглощением тепла, на фронте расплавления должно наблюдаться понижение температуры магмы до температуры плавления гранитной эвтектики. Это обуславливает четкий контакт гранитов с роговиками в плутонах, образовавшихся путем магматического замещения. «Поэтому,— отмечает далее Ю. А. Кузнецов,— наличие четких секущих контактов в гранитных плутонах совсем не является доказательством их интрузивного (интродуцированного) происхождения» (1964, стр. 237). Как видим, наличие резких контактов у гранитоидных тел позволяет лишь утвер-

ждать, что эти тела образовались в результате кристаллизации расплава, а не метасоматическим путем. Для того чтобы решить, какими путями расплав занял магматическую камеру, характер контактов гранитоидных тел вряд ли может быть полезен, здесь необходимо привлечение других критериев.

В отличие от плутонов, сложенных гранитоидами, образовавшимися в результате кристаллизации расплава, массивы метасоматических гранитоидов имеют постепенные переходы к вмещающим породам. Для этих массивов характерна условность их контактов. Границы подобных массивов бывают зачастую просто неразличимы, а между гранитоидами, залегающими в центральных частях тел, и вмещающими породами располагается целая гамма разновидностей пород, совершенно постепенно переходящих друг в друга. Определить в поле, где кончается вмещающая порода и где начинается гранит, бывает совершенно невозможно, причем ширина переходной зоны может достигать нескольких сот метров и даже нескольких километров. В наибольшей степени такая постепенность переходов присуща тем массивам метасоматических гранитоидов, которые располагаются среди интенсивно метаморфизованных пород — различных кристаллических сланцев и гнейсов. Подобные контактовые соотношения установлены, например, для кембрийских гранитов гор Бигхорн в штате Вайоминг (США), залегающих в плагиоклаз-кварц-биотитовых гнейсах (Heimlich, 1965). Сходная картина описана и для бердичевских гранитов Украины, вмещающими породами которых являются чарнокитовые пироксен-плагиоклазовые гнейсы (Половинкина, 1963), а также для располагающихся среди кристаллических сланцев нижнепалеозойских гранитоидных плутонов на Урале (Виноградская, 1963).

Осуществляется такой переход от вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов к гранитоидам путем постепенного изменения количественных соотношений минералов и иногда также путем сопутствующего изменения размеров минеральных зерен. В районе Баучи в Северной Нигерии М. О. Оявое описан подобный постепенный переход, который заключается в том, что по мере продвижения от вмещающих гнейсов к гранитам увеличивается количество порфирообразов микроклина, так что порода становится все более массивной. Увеличение количества крупных метакристаллов калиевого полевого шпата сопровождается также увеличением степени зернистости породы, что придает ей постепенно все более гранитный облик (Oyaouye, 1962).

Достаточно подробное описание переходных зон, окружающих Соуктальский массив гранито-гнейсов в Центральном Казахстане, можно найти в статье Ю. С. Краковского (1962). Вне-

шняя зона сложена альбитизированными вмещающими породами, представленными в достаточном удалении от массива различными слюдяными сланцами и амфиболитами. Ближе к массиву расположена зона микроклиннизации, где наблюдается наложение новообразованного микроклина на альбит и уцелевшие от альбитизации реликтовые минералы. Слагающие эту зону породы определяются как микроклиновые гнейсы, от которых гранито-гнейсы собственно Соуктальского плутона, будучи весьма близки по составу, отличаются лишь более высоким содержанием полевых шпатов. Основное различие этих пород заключено в структурно-текстурных особенностях и обусловлено, по-видимому, только достаточно высоким уровнем порфиробластеза в гранито-гнейсах. Количественное увеличение и одновременное укрупнение порфиробласт приводит к приобретению первично сланцеватыми породами участками массивного строения, где реликтовая сланцеватость заметна только в мелкозернистой промежуточной ткани и иногда в ориентированном положении порфиробласт.

Очевидно, подобные соотношения и послужили основанием для представлений о том, что образование метасоматических гранитов есть последняя стадия, итог метаморфических преобразований, в процессе которых в породах появляются минералы — компоненты гранитоидов, причем количественные соотношения их постепенно меняются таким образом, что в результате появляются породы, имеющие гранитоидный состав. Возникновение гранитоидного облика пород связано не только с изменением их состава, но и с постепенным изменением их зернистости и строения. Развитие этих процессов, различные их стадии фиксируются в пространстве сменой все более и более преобразованных пород, располагающихся между исходными породами и гранитоидами.

Впрочем, подобные же контактовые соотношения отмечаются и у метасоматических гранитоидных тел, залегающих среди весьма слабо метаморфизованных пород. Границы таких плутонов тоже весьма условны, а с характером переходных зон можно познакомиться по детальному описанию, сделанному Х. Кумбсом (Coombs, 1950), который изучил строение тела метасоматических гранитов, расположенных в штате Вашингтон на северо-западе США среди слабо метаморфизованных аркозовых песчаников позднеэоценовой формации Сваук. Здесь в песчаниках, сложенных зернами кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, сцементированными глинистым материалом с зернами кварца, биотита и мусковита, по мере приближения к породам, имеющим облик нормальных гранитов, наблюдается постепен-

ное увеличение размеров отдельных минеральных индивидов. Между увеличивающимися зернами кварца и полевых шпатов располагается во все уменьшающемся количестве реликтовая мелкозернистая основная масса, которая, наконец, и вовсе исчезает, а порода приобретает вид нормального гранита.

Постепенность переходов свойственна не только гранитоидным плутонам метасоматического происхождения, залегающим среди пород, сходных с ними по составу, но и плутонам, располагающимся в породах, резко отличающихся по составу от гранитоидов. Такого рода соотношения между гранитоидами и вмещающими породами основного состава описаны Г. М. Виноградской (1964) на примере Уфалейского массива на Урале. Здесь основные эффузивы и пластовые залежи диабазов превращены в амфиболиты с сохранившимися местами реликтами диабазовой структуры. Эти амфиболиты отделены от гранитоидов, образовавшихся метасоматическим путем, полосой переходных пород. К ним относятся фельдшпатизированные амфиболиты, в которых за счет амфибола постепенно увеличивается количество плагиоклаза, так что порода по направлению к гранитоидам превращается в лейкократовый амфиболит. Последний также постепенно переходит в гнейс в результате дальнейшего уменьшения количества амфибола, сопровождающегося возрастанием количества плагиоклаза с одновременным появлением и увеличением количества кварца.

Гнейсы такими же постепенными переходами соединены с гранитами, которые по составу весьма близки к гнейсам и отличаются от них главным образом менее выраженной полосчатой и гнейсовой текстурой, большей однородностью и лейкократовым обликом.

Достаточно условна бывает линия контакта между метасоматическими гранитоидами и кварцитами. В том же Уфалейском массиве, с восточной его стороны, вблизи гранитоидных тел, по сведениям Г. Н. Вертушкова (1958), в железистых кварцитах вначале появляются редкие зерна и цепочки микроклина, замещающие кварц. Далее к ним прибавляется кислый олигоклаз, причем в сторону гранита убывает количество магнетита, гематита и развивающегося за счет их эпидота. Если ширина переходных зон между гранитоидами и кварцитами в Уфалейском массиве достаточно невелика и контакт выглядит макроскопически сравнительно отчетливым, то в районе Саскачевана (Канада) постепенный переход от кварцитов к гранитоидам измеряется от нескольких метров до одного километра (Chrisite, 1953). Подобные постепенные переходы между вмещающими кварцитами и небольшими дайкообразными гранитоидными телами

описаны в районе города Куопио (Финляндия), где по мере приближения к зальбандам даек калиевых гранитов в кварцитах появляются и постепенно увеличиваются в количестве за счет кварца сначала плагиоклаз, а затем и калиевый полевой шпат (Härmä, 1959). В районе Килларии (Канада) П. Эскола достаточно подробно описана переходная зона более сложного строения (Eskola, 1961). В кварцитах сначала появляются фенокристы кварца, а затем и фенокристы полевых шпатов, главным образом калиевого полевого шпата. Появление в основной массе зерен полевых шпатов и листочков биотита окончательно придает породе облик порфирита, еще сохраняющего присущие кварцитам элементы полосчатости. Далее порода, сохраняя примерно тот же состав, в результате выравнивания величины слагающих ее минеральных зерен приобретает облик гнейса, в котором постепенно исчезают признаки ориентированного строения, что обуславливает появление породы, имеющей вид нормального гранита.

Постепенные переходы к гранитоидам наблюдаются даже от таких пород, как известняки, которые в своем составе не имеют с гранитоидами почти ничего общего. Случаи эти, правда, сравнительно редки, и в качестве примера можно привести описание контактовых соотношений между гранитоидами и известняками в провинции Онтарио, Канада (Adams, 1910). Постепенный переход осуществляется здесь сначала путем появления в известняке отдельных зерен пироксена, амфибола и плагиоклаза. Увеличение их количества по направлению к гранитоидам обуславливает переход карбонатной породы в амфиболит. Соотношения между этими амфиболитами и гранитоидами сходны с соотношениями между амфиболитами, образовавшимися за счет основных пород, и гранитоидами. В этом случае также происходит лейкократизация амфиболита, который вследствие этого постепенно сменяется серым плагиоклазовым гнейсом, переходящим далее в красный гранито-гнейс, слагающий главную массу плутона.

Приведенные сведения показывают, что гранитоидные плутоны метасоматического происхождения, залегающие в самых разных по составу породах, одинаково характеризуются отсутствием четких контактов. Переход от вмещающих пород к гранитоидам осуществляется путем постепенного уменьшения содержания минералов данной породы в результате появления и постепенного увеличения содержания минералов — компонентов гранитоидов. Породы основного состава и известняки обычно не переходят в гранитоиды непосредственно, в этих случаях наблюдается дополнительная переходная зона, сложенная ам-

Фибролитом, который путем постепенного перехода связан с гранитоидами.

В заключение представляется целесообразным рассмотреть вопрос о возможности использования в качестве диагностического такого признака, вроде бы однозначно решающего вопрос о происхождении плутонов, как наличие так называемых контактовых интрузивных или магматических брекчий. Обычно присутствие в контактах массивов расчлененных вмещающих пород, сцементированных гранитоидным материалом, считается вполне достаточным доказательством того, что данный плутон

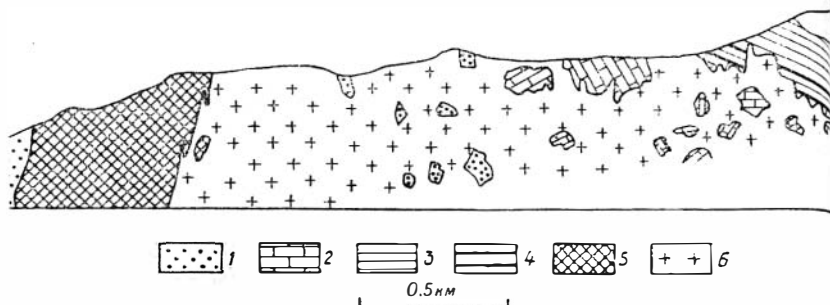


Рис. 17. Разрез монзонитового штока в районе Тинтик, Юта (по Р. Дэли, 1936).

1 — кембрийский кварцит, 2 — кембрийский доломит, 3 — ордовикский известняк, 4 — ордовикский кварцит, 5 — третичный риолит, 6 — третичный монзонит.

сформировался в результате активного внедрения магмы, в процессе которого вмещающие породы дробились, а в трещины, разъединяя обломки, проникал под большим давлением магматической расплав.

Действительно, такие случаи, хоть их и немного, описаны. Например, А. Баддингтоном (1950) в Северо-Западном Аппалаче (США) наблюдались контактовые брекчии вокруг гранитоидных тел, которые содержат ксенолиты глубинного происхождения, а потому, очевидно, образовались путем интрузии магмы с глубины. В этом случае появление брекчий во вмещающих породах вблизи магматических тел вполне может быть обусловлено активным механическим воздействием внедряющейся магмы на боковые породы.

Еще более отчетливый пример образования типичной интрузивной (в прямом смысле этого слова) брекчии описан О. Туэто (Tweto, 1951) в статье о плитообразных гранитоидных телах,

расположенных вблизи г. Пондо в штате Колорадо (США). Во фронтальной части этих силлов, залегающих среди глинистых сланцев в виде межпластовых тел, располагаются брекчии. Обломки в них представлены раздробленными вмещающими глинистыми сланцами, перемешанными с обломками мелкозернистых закаленных пород, слагающих краевые части силлов, и цементированными сильно перетертым материалом вмещающих пород и очень загрязненным изверженным материалом.

Однако такие описания редки, а во многих плутонах, происхождение ксенолитов в которых и структурные соотношения с вмещающими породами, как в массивах района Кавказских Минеральных Вод, ясно свидетельствуют об образовании путем активного механического внедрения, подобные брекчии вовсе отсутствуют. Это иногда истолковывается как следствие того, что внедряющаяся магма была густой и вязкой, хотя проникновения и достаточно подвижной магмы в трещины вмещающих пород может не быть, ибо при внедрении магма оказывает весьма значительное интрузивное давление на боковые породы, а в этих условиях трещины скорее должны быть закрыты, чем наоборот. Впрочем, это всего лишь предположение, но тем не менее в условиях, когда, судя по некоторым признакам, магма не оказывает давления на стенки камеры, образование контактовых брекчий происходит довольно часто, во всяком случае, описания таких брекчий не редки. Именно на основании такого рода соотношений Р. О. Дэли (1936) была создана теория «магматического обрушения», согласно которой породы кровли разрушаются в результате нагревания и обломки их погружаются в магму, вследствие чего приконтактные части плутонов часто представляют собой магматические брекчии (рис. 17, 18). Подобные обломки вмещающих пород, отделенные от стенок магматической камеры и развернутые по отношению к своему прежнему положению, наблюдались, например, П. Эскола (Eskola, 1955) в контактах плутонов гранитов рапакиви в Финляндии (рис. 19) или В. Уаттом (Watt, 1965) на юге Гренландии. Подобные

соотношения, по мнению последнего автора, свидетельствуют лишь о том, что граниты, содержащие эти дезориентированные ксенолиты боковых пород, некогда были магмой, обладавшей известной подвижностью, — и только; ни о каком разрушении

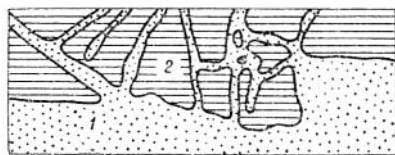


Рис. 18. Магматическая брекчия в кровле гранитного батолита в лаузитце (по Р. Дэли, 1936).

1 — роговик, 2 — гранит.

в результате давления магмы говорить нельзя, поскольку следов такого давления или каких-либо иных признаков того, что магма активно внедрялась, здесь нет.

Еще более интересный случай, когда образование контактовых брекчий не сопровождалось перемещением блоков вмещающих пород, в том числе не было и простого их раздвигания. Такие брекчии (их, может быть, лучше называть — если вкладывать в термин генетический смысл — не брекчиями, а псевдо-

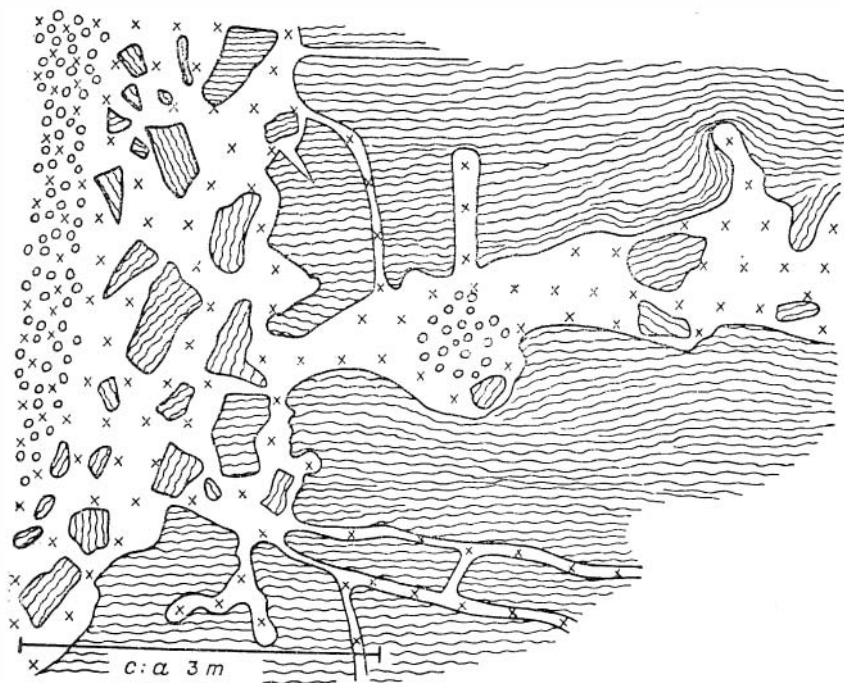


Рис. 19. Контакт массива рапакиви Лайтила, Финляндия, с роговообманковым гнейсом (по Escola, 1955).

брекчиями) образуются путем возникновения во вмещающих породах сети жилков и даек замещения, сложенных гранитоидным материалом. Внешне такие брекчии совершенно не отличаются на первый взгляд от обычных, в которых вмещающие породы раздроблены, обломки раздвинуты и затем сцементированы некоторым, зачастую совершенно чужеродным материалом (рис. 20). Однако при детальном изучении устанавливается, что цементирующий «обломки» гранитоидный материал не внедрял-

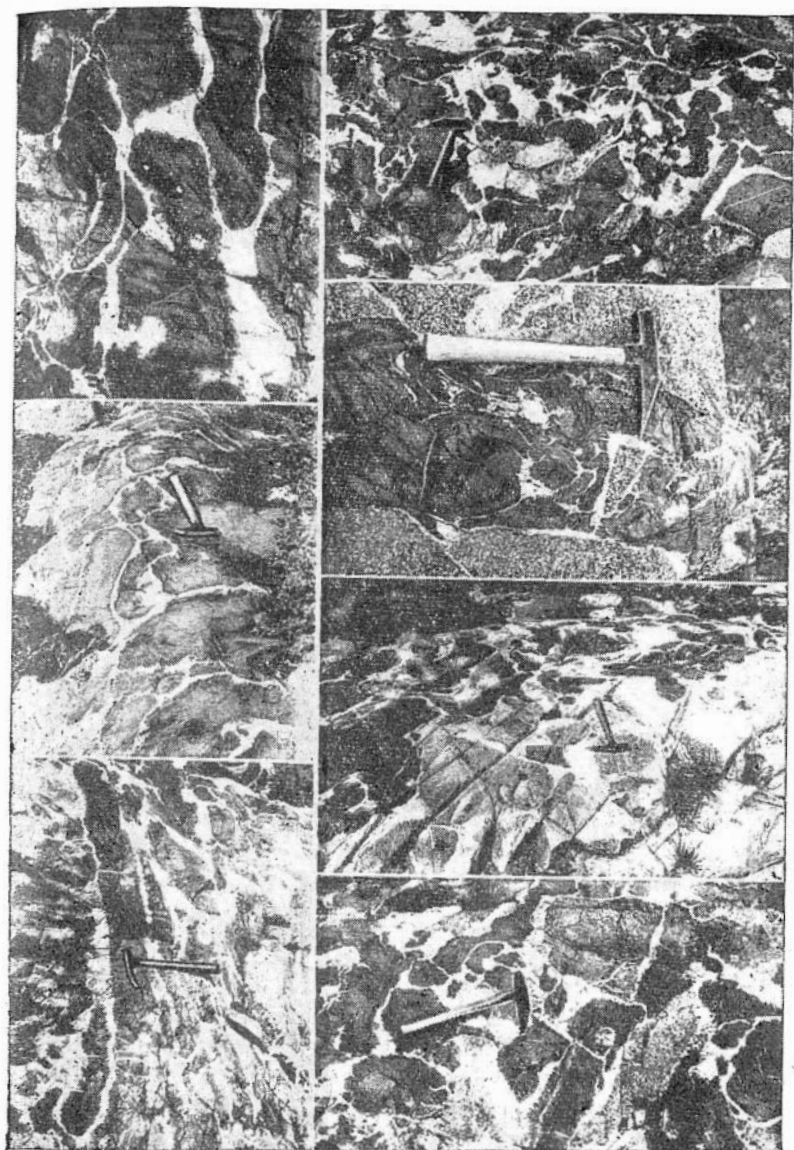


Рис. 20. Псевдобрекчии замещения (по Шарпан, 1962). Темное — реликты диорита, светлое — гранит.

ся между ними механически, но возникал путем замещения вмещающих пород, причем замещения неполного, после которого сохранилось множество реликтов, что и придает такой недо-замещенной породе брекчиевидный облик.

Замещение может протекать по сети трещин, которыми пред-варительно были разбиты вмещающие породы, как это описано Г. Гудспидом и Х. Кумбсом (Goodspeed, Coombs, 1937) и может быть проиллюстрировано схемой, составленной Ц. Чепменом (Charman, 1962) на основании изучения им явлений замещения гранитоидным материалом диабазовых даек (рис. 21). Иногда брекчия замещения образуется по породе, действительно до этого брекчированной. Такой случай описан Г. Гудспидом и Р. Фуллером (Goodspeed, Fuller, 1944), установившим, что истинная брекчия гранитоидов, вскрытая выработками рудника Корнукопия, находящегося в северо-восточной части штата Орегон (США), была преобразована в брекчию замещения. В последней сохранились крупные обломки гранодиоритов, а более мелкий материал был замещен аплитовой породой.

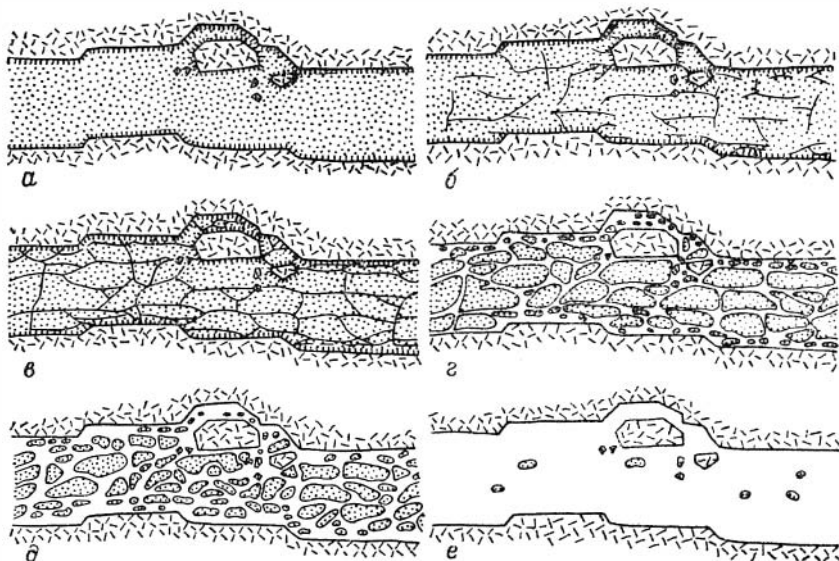


Рис. 21. Схема образования гранитных даек путем замещения диабазовых даек (по Шарман, 1962).

а — диабазовая дайка в габбро, *б* — образование в дайке системы трещин, вероятно, в связи с охлаждением, *в* — появление блоковой структуры вследствие интенсивного дробления дайки, *г* — начальная стадия замещения гранитным материалом диабазы по трещинам, *д* — дальнейшее замещение гранитом диабазы, *е* — гранитная дайка замещения с редкими реликтами диабазы и сохранившимися ксенолитами габбро.

Таким образом, одно лишь наличие брекчий в контактах гранитоидных тел не может быть достаточным основанием для утверждения, что данное тело сформировалось путем активного внедрения глубинного расплава. В каждом случае необходимо специальное изучение контактовых брекчий с целью определения их происхождения, причем для этого могут быть использованы признаки, характерные для каждой разновидности брекчий, подробно описанные Г. Гудспидом (Goodspeed, 1953).

В Ы В О Д Ы. Подводя итог всему сказанному о контактовых соотношениях гранитоидных плутонов с вмещающими породами, следует подчеркнуть, что изучение характера контактов гранитоидных массивов может позволить сделать достаточно определенные выводы о магматическом либо метасоматическом происхождении слагающих данное тело гранитоидов. Для массивов гранитоидов, образовавшихся путем кристаллизации расплава, характерны резкие четкие контакты, тогда как плутонам метасоматических гранитоидов свойственны постепенные переходы к вмещающим породам. Вместе с тем изучение характера контактов мало что может дать для решения вопроса о происхождении расплава, занимавшего магматическую камеру; даже обнаружение контактовых брекчий, в которых цементирующим материалом является гранитоидная порода, не служит само по себе достаточным основанием для определения генезиса плутона, так как происхождение таких брекчий может быть различным.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЛУТОНОВ

Значительную помощь в определении механизма формирования гранитоидных плутонов может оказать изучение их внутреннего строения. Но полученные при этом данные имеют ценность лишь при сопоставлении их со сведениями о строении вмещающих толщ. Установление, например, факта существования сиределенной ориентировки линейных элементов гранитоидного массива не дает еще возможности сделать сколько-нибудь определенные в генетическом отношении выводы, потому что закономерная ориентировка элементов плутона, вообще говоря, может быть обусловлена разными причинами. Ими могут быть направленные течение магмы со взвешенными в ней кристаллами, либо кристаллизация расплава в условиях ориентированного давления, либо унаследование гранитоидными породами директивных структур вмещающих толщ. Кроме перечисленных, возможны и другие причины. Известную определенность может внести сопоставление внутреннего строения плутона со строени-

ем окружающих его толщ. Сходство их может явиться достаточным основанием для утверждения, что структуры плутона являются унаследованными, тогда как обнаружение резких различий скорее всего позволяет предполагать, что плутон является образованием аллохтонным, на формировании которого особенности строения вмещающих толщ никак не сказались.

Внутреннее строение гранитоидных плутонов определяется, во-первых, пространственным размещением в них разновидностей слагающих их пород и, во-вторых, ориентировкой породообразующих минералов (или ее отсутствием). Прежде чем переходить к характеристике особенностей внутреннего строения гранитоидных массивов различных генетических типов, следует, очевидно, условиться, что данный обзор по возможности не будет касаться тех особенностей структуры плутонов, которые связаны с прерывистостью процесса формирования гранитоидных тел, т. е. многофазностью их образования. Тела гранитоидов, образовавшиеся в течение каждой фазы, по сути дела, вполне самостоятельны, и поэтому изучение происхождения многофазных плутонов может — а, впрочем, наверное, должно быть сведено — к определению процесса образования их составных частей. Вопрос же о причинах пространственного совмещения гранитоидных тел, в результате которого образуются многофазные массивы, достаточно сложен и вполне самостоятелен. Хотя этот вопрос непосредственного отношения к разработке критериев для определения происхождения гранитоидных плутонов не имеет, все же следует подчеркнуть, что встречающиеся в некоторых работах попытки определить происхождение плутонов на основании одного лишь факта — их многофазности — явно несостоятельны. В таких работах многофазность постоянно истолковывается как результат многофазного внедрения глубинного расплава, однако должно быть очевидным, что сам по себе этот факт лишь свидетельствует о прерывистости процессов формирования плутонов, но никак не о сути этих процессов. Действительно, многофазность может быть в некоторых случаях — взять хотя бы многофазные тела интродуцированных магматических гранитоидов района Кавказских Минеральных Вод — обусловлена последовательным поступлением нескольких порций глубинного расплава, однако в других случаях она объясняется прерывистостью процесса не внедрения, а магматического замещения, как это описано В. С. Дмитриевским (1952) и М. М. Повилайтис (1964) на примере гранитоидных массивов Казахстана. На возможность образования тел молодых гранитов внутри более древних гранитов именно этим путем указал и Ю. А. Кузнецов (1966).

Легко можно заметить, что прерывистость и процесса внед-

рения, и процесса замещения обуславливает прерывистость формирования магматической камеры, т. е. возникновение ее в несколько приемов. Наряду с этим известны случаи, когда многофазность в строении гранитоидных плутонов обусловлена прерывистым характером процессов кристаллизации гранитоидного расплава, занимавшего одноактно возникшую магматическую камеру. Подобные представления, основой которых служат взгляды А. Н. Заварицкого (1950) на соотношения между гранитами и аплитами, были сформулированы Ф. Н. Шаховым (1956, 1961), а основанные на этих представлениях описания многофазных гранитоидных плутонов, сформировавшихся, по мнению изучавших их геологов, путем такой прерывистой, пульсационной кристаллизации, были составлены на примерах некоторых массивов Алтая (Потапьев, 1965), Казахстана (Шевченко, 1945) и Забайкалья (Потапьев, Маликова, 1965).

Переходя к описанию особенностей внутреннего строения, которые могут быть использованы для установления происхождения гранитоидных плутонов, следует, наверно, прежде всего обратить внимание на такой признак, как степень однородности пород, слагающих массивы. На однородность породы могут оцениваться, во-первых, путем определения устойчивости их минерального и химического состава на всей площади массива и, во-вторых, путем выявления устойчивости их структурного состояния. Наиболее ощутимые результаты достигаются при сравнении пород, слагающих внутренние части плутонов, с породами фации эндоконтактов. У гранитоидных тел, образовавшихся путем внедрения глубинного расплава, весьма отчетливо выражена структурная неоднородность пород: вблизи контактов гранитоиды бывают более мелкозернистыми, нежели в центральных частях массивов. Таковы, например, гранитоидные тела в горах Бэртуз, штат Монтана (США) (Rouse, 1937) или плутоны района Кавказских Минеральных Вод (Соболев и др., 1959). И те, и другие являются типичными телами внедрения, что подтверждается наличием в них глубинных ксенолитов, перемещенных по вертикали на расстояние не менее 3—4 км. Магматические камеры этих плутонов были сформированы среди почти совершенно неизменных осадочных пород на весьма малых глубинах, т. е. в температурных условиях, сильно отличавшихся от таковых самой интродуцировавшей магмы, что и привело к весьма быстрой кристаллизации расплава в приконтактовых частях магматического тела и к возникновению здесь мелко- и тонкозернистых разновидностей гранитоидов.

Быстрота кристаллизации магматических тел, образовавшихся путем внедрения гранитоидного расплава, как правило, в сре-

ду с гораздо более низкими температурами, нежели температура самой магмы, обуславливает и отсутствие активного взаимодействия между расплавом и вмещающими породами. Поэтому типичные массивы интродуцированных магматических гранитоидов, подобно только что упомянутым массивам района Кавказских Минеральных Вод и гор Бэртуз в США, характеризуются, кроме ярко выраженных зон закалки, отсутствием каких-либо следов усвоения вмещающих пород. Никакие признаки ассимиляции или контаминации им не свойственны, а это обуславливает чрезвычайно устойчивый и однообразный состав пород, слагающих эти и прочие сходные с ними гранитоидные тела, образовавшиеся путем внедрения.

Вместе с тем изучение внутреннего строения плутонов интродуцированных магматических гранитоидов позволяет иногда выявить существование определенной структуры, выражающейся в закономерной ориентировке плоскостных и линейных элементов пород. В одних случаях закономерная ориентировка минералов наблюдается лишь в краевых частях плутонов, тогда как внутренние участки сложены породами массивного строения, лишенными каких-либо следов ориентировки, в других случаях закономерное расположение минеральных зерен обнаруживается на всей площади массива. И в тех, и в других случаях устанавливается, что внутреннее строение плутонов, образовавшихся в результате внедрения магмы, никак не зависит от строения вмещающих толщ и зачастую определяется морфологическими особенностями плутонов.

Подобное несоответствие внутренней структуры внедрившихся плутонов структуре окружающих толщ, по мнению Р. Гринвуда (Greenwood, 1951), К. Менерта (1963) и С. Сена (Sen, 1965), может служить характерным признаком для отличия их от массивов, образовавшихся путем замещения. Ф. Тернер и Д. Ферхуген пишут, что для тех плутонов, «...где граниты характеризуются внутренней куполообразной структурой, и в основном горизонтальная полосчатость в центральной части купола несогласна по отношению к круто падающей структуре провесов кровли, более вероятным кажется магматическое (имеется в виду интродуцированное — Р. С.) происхождение» (Тернер, Ферхуген, 1963, стр. 312). В качестве примера эти авторы приводят структурную карту массива Хауценберг в Баварии и его окрестностей. На карте видно, что плутон имеет аркообразную структуру, центральная ось которой протягивается в меридиональном направлении, причем внутреннее строение массива является совершенно автономным и не зависит от строения окружающих его гнейсовых толщ (рис. 22).

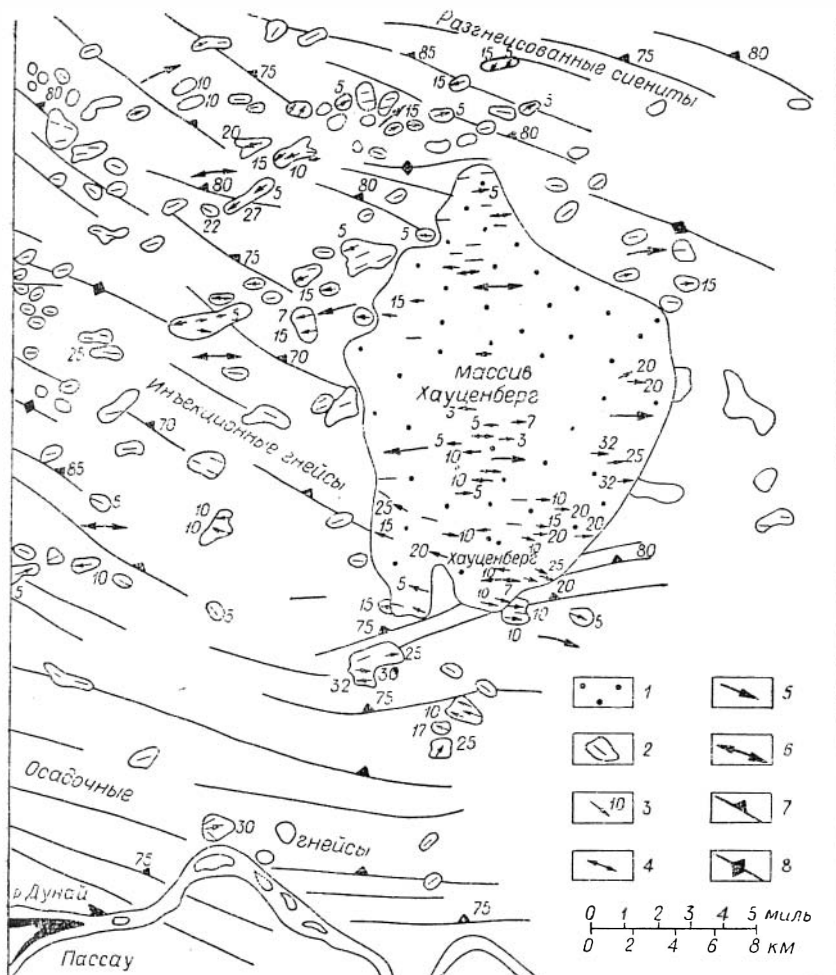


Рис. 22. Структурная карта массива Хауценберг и примыкающего к нему Пассау-Форест (по Ф. Тернеру и Д. Ферхугену, 1963).

1 — среднезернистые граниты, 2 — штокы тонкозернистых гранитов, сиенитов и диоритов; черточка показывает ориентировку минералов, 3 — угол наклона линий течения, 4 — горизонтальные линии течения, 5, 6 — основное направление и наклон линий течения на всей площади, 7 — общее простирание и падение гнейсов, 8 — вертикальное падение.

Не зависит от структуры вмещающих толщ и внутреннее строение гранитоидного массива Кубау, расположенного в штате Виктория (Австралия). Изучавший этот массив А. Стюарт

(Stewart, 1966) отмечает, что вмещающие сланцы и песчаники ориентированы преимущественно меридионально, а в массиве, имеющем овальную форму и образовавшемся вследствие кальдерного проседания кровли магматического очага, удлиненные минеральные зерна ориентированы параллельно контакту массива. Таким образом, и в этом гранитоидном плутоне внутреннее строение никак не зависит от строения окружающих толщ, что рассматривается как свидетельство формирования этого массива путем внедрения магмы.

Переходя к описанию внутреннего строения массивов гранитоидов, образовавшихся путем магматического замещения, следует отметить, что они сходны с телами интродированных гранитоидов в отношении закономерной приуроченности более мелкозернистых пород к приконтактовым участкам. Такое распределение структурных разновидностей гранитоидов обнаружено, например, в гранитоидных массивах Алтая (Слободской, 1966_{1,2}, 1967). Возникновение мелкозернистых оторочек у массивов неинтродированных магматических гранитоидов связано с тем, что эти плутоны, как и тела интродированных гранитоидов, образуются путем кристаллизации расплава, которая у стенок камеры протекает быстрее, чем внутри ее. То обстоятельство, что этот признак у плутонов, образовавшихся вследствие магматического замещения, выражен менее резко, чем у внедрившихся массивов, объясняется, очевидно, тем, что формируются они на больших глубинах и в более прогретых породах. Во всяком случае, этот признак в той или иной степени присущ гранитоидам, образовавшимся из расплава, а поэтому, как указывали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1941) и Г. Д. Афанасьев (1951, 1953), с успехом может быть использован для отличия их от гранитоидов метасоматических, которые этим признаком не обладают.

Минеральный и химический составы плутонов магматических неинтродированных гранитоидов, как и внедрившихся тел, сравнительно однородны. Высокая степень однородности гранитоидов используется как признак, свидетельствующий об их образовании в результате кристаллизации расплава, А. Баддингтоном (1950) и К. Менертом (1963), а также П. Н. Кропоткиным (1940), считавшим сравнительно высокую гомогенность признаком того, что породы прошли стадию расплава. Ю. А. Кузнецов, (1964, 1966) утверждает, что при расплавлении исходных толщ вследствие гомогенизации происходит выравнивание составов и др. Интересно, что П. Сабин (Sabine, 1963), изучавший Стронцианский гранитный массив, находящийся в Аргиллшире (Шотландия), возражал против метасоматиче-

ского происхождения тоналитов, слагающих часть массива, указывая, что против этого свидетельствует однообразный их состав. Высказывания о том, что гомогенность состава плутонических пород является признаком магматического их происхождения, можно найти и в материалах дискуссии по докладу Х. Баклунда (Backlund, 1950) на XVIII сессии МГК.

Все же массивы неинтродуцированных магматических гранитоидов не являются телами вполне гомогенными. Они обычно слагаются несколько отличающимися по составу разновидностями гранитоидов, причем в расположении гранитоидов различной основности вырисовывается вполне определенная закономерность. В подавляющем большинстве случаев породы повышенной основности располагаются по периферии магматических тел, представляя так называемую эндоконтактовую фацию, а породы более кислые занимают центральные части плутонов. Весьма характерно, что изменение состава гранитоидов от краевых частей плутонов к внутренним происходит совершенно постепенно, так что резкие границы между отдельными разновидностями пород отсутствуют, да и набор этих разновидностей определяется в достаточной степени условно.

Эта особенность строения гранитоидных плутонов достаточно универсальна, она описана применительно к массивам, расположенным в самых разных частях света и образовавшимся в различное время. Для объяснения условий возникновения подобной концентрической зональности было предложено несколько гипотез, большинство из которых не выдержало испытания временем и фактическим материалом. Одной из самых ранних является гипотеза многократного внедрения. Однако она оказалась не в состоянии истолковать, во-первых, закономерное расположение пород различного состава в гранитоидном теле и, во-вторых, постепенность перехода между ними. Предпринимались попытки объяснить зональное строение гранитоидных плутонов с позиций гипотезы кристаллизационной дифференциации, однако они тоже оказались безуспешными, так как не объясняли появление основных пород не только у почвы, но и у кровли магматических тел.

Не так давно были созданы новые гипотезы, которые должны были объяснить зональность строения гранитоидных массивов. В статье Л. Ларсена и А. Полдерварта (Larsen, Poldervaart, 1964), например, предполагается, что закономерная приуроченность более основных пород к краевым частям плутона Болд Рок в Калифорнии (США) является следствием того, что массив образуется в результате внедрения дифференцированной колонны, у которой центральная часть представляет собой магму кис-

лого состава, образовавшуюся при мобилизации легкоплавких компонентов исходных пород, а периферия сложена магмой с значительным количеством нерасплавленных темноцветных минералов. Сходные представления высказаны также А. П. Лебедевым и Э. Г. Малхасяном (1960). Как отмечает Д. Вэнс (Vance, 1961), в этой гипотезе совершенно не обоснованы предположения об устойчивости сложной дифференцированной колонны в процессе внедрения и, кроме того, непонятно, почему зональность соответствует контактам гранитоидного тела. Можно еще добавить, что, прежде чем применять эту гипотезу для объяснения зонального строения гранитоидных плутонов, надо, очевидно, показать, что они действительно образовались в результате внедрения, ведь многие зонально построенные плутоны, напротив, обладают признаками, свидетельствующими, что эти магматические тела образуются не путем интрузии, а «на месте».

Еще одна гипотеза была предложена Д. Вэнсом (Vance, 1961). В ней не затрагиваются вопросы формирования магматической камеры гранитоидных плутонов, а предполагается, что возникновение зональности связано с более поздним периодом, с процессом кристаллизации магматического тела. Летучие, выделяющиеся при кристаллизации магмы, мигрируют, как предполагает Д. Вэнс, во внутренние части массива вследствие непроницаемости сформировавшейся кристаллической корки. Вместе с нисходящим током летучих переносятся и растворенные в них щелочи и кремнезем, так что еще не застывший расплав прогрессивно обогащается этими компонентами. В результате в краевых частях плутона образуются породы более основного состава, а породы, располагающиеся ближе к центру и кристаллизовавшиеся из магмы, обогащенной щелочами и кремнеземом, имеют более кислый состав. Надо сказать, что эта гипотеза неконкретна, не обоснована фактическим материалом, а поэтому и высказанные в ней соображения носят самый общий характер. Неясностей в этой гипотезе так много, что ее трудно обсуждать, хотя она выглядит достаточно интересной.

Впрочем, в интересных, но крайне неясных гипотезах в петрологии недостатка нет, особенно в последнее время. Очень, например, интересны — но не более — гипотезы об образовании самых разных по составу глубинных пород, в том числе гранитов, в результате ядерных превращений (Шубер, 1959) или же возникновении лополита Седбери вместе с месторождениями в результате падения гигантского метеорита (Dietz, 1964). Непонятны причины появления этих гипотез. Конечно, каждая новая геологическая гипотеза должна, несомненно, учитывать последние достижения точных наук, но самое главное — она дол-

жна объяснять наибольшее количество фактов по сравнению с гипотезами, место которых претендует занять. Однако в случае с зональным строением гранитоидных плутонов по-прежнему пользуется признанием так называемая ассимиляционная гипотеза, возникшая во второй половине прошлого века, очевидно, потому, что наилучшим образом объясняет особенности строения некоторых гранитоидных массивов. Правда, в последние годы авторитет этой гипотезы был несколько подорван довольно-таки неудачными попытками применить ее для объяснения изменений состава магм в ходе развития магматизма, однако она по-прежнему остается наиболее подходящей для объяснения особенностей распределения разновидностей гранитоидов в пределах конкретных плутонов.

С позиций этой гипотезы концентрически-зональное строение гранитоидных массивов истолковывается как результат активного взаимодействия магмы с вмещающими породами, в процессе которого происходит усвоение последних расплавом. Называется это усвоение боковых пород по-разному: то ассимиляцией, то контаминацией или гибридизацией, но суть процесса заключается в том, что некоторый объем вмещающих пород путем тех или иных преобразований замещается магматическим расплавом. Состав последнего в той или иной мере зависит от состава исходных пород. О таком усвоении вмещающих пород писал еще Мишель-Леви (Levy, 1893), объясняя им появление гранитоидов повышенной основности в эндоконтактах Фламанвильского массива (Франция), залегающего среди слонистых толщ, не испытывавших никакого механического воздействия при формировании плутона. Подобным же образом объясняется приуроченность гранитоидов повышенной основности к эндоконтактам батолита Капаоник в Югославии. Батолит, по мнению изучавшего его Г. Вильсона (Wilson, 1938), проплавлял вмещающие породы, ассимиляция которых и привела к повышению основности прилегающих к контакту гранитоидов.

Описанию контактовых так называемых гибридных, или контаминированных, пород посвящена обширная литература. Во многих статьях детально разбираются особенности строения и состава пород эндоконтактовой фации, свидетельствующие о том, что при формировании магматической камеры существенную роль играли процессы активного взаимодействия между расплавом и боковыми породами, в результате чего происходило усвоение вмещающих толщ и замещение их магмой. Из наиболее подробных можно выделить работы С. Ноккольдса (Nockolds, 1933, 1934), показавшего, что состав контаминированных гранитоидов отчетливо зависит от состава боковых пород;

Т. М. Дембо (1956), подтвердившего эти выводы на примере каледонского гранодиоритового плутона северной части Кузнецкого Алатау; Р. Комптона (Compton, 1955), показавшего, что количество контаминированных пород зависит не только от количества переработанных вмещающих пород, но и от их состава; В. С. Коптева-Дворникова (1953), установившего, что процессы усвоения боковых пород имели очень большое значение в формировании магматических камер гранитоидных плутонов Казахстана и др.

Во всех этих описаниях подчеркивается, что появление контаминированных гранитоидов связано с усвоением вмещающих пород магматическим расплавом, вследствие чего происходит замещение магмой некоторого объема вмещающих толщ и расширение магматической камеры. Подобные явления ассимиляции, переработки расплавом боковых пород были классифицированы В. А. Жариковым (1960) как разновидность процесса магматического замещения, механизм которого впервые был разработан Д. С. Коржинским (1952, 1955). Надо сказать, что представления о магматическом замещении и ассимиляции по сути своей весьма близки. Наиболее существенные расхождения заключаются в том, что сторонниками ассимиляционной гипотезы действенным началом считается магма, являющаяся причиной происходящих преобразований, причем магма непременно глубинного происхождения, некая начальная субстанция, которая, реагируя с окружающими породами, может видоизменяться, но продолжает оставаться причиной всех изменений. Следует отметить, что в подавляющем большинстве работ, посвященных описанию процессов ассимиляции, не приводятся никаких доказательств в пользу действительного внедрения глубинного расплава. Единственным свидетельством глубинности происхождения магмы молчаливо признается само наличие магматических пород, причем это, очевидно, является следствием все еще достаточно широкого распространения представлений об образовании всех гранитоидных пород только путем внедрения магмы с глубины, хотя ошибочность этих представлений должна быть достаточно ясна.

Но в гипотезе ассимиляции молчаливо обходится энергетическая сторона проблемы, что давно уже служило поводом для вполне обоснованных критических высказываний в адрес этой гипотезы, не объяснявшей, каким образом расплав гранитоидного состава, не обладающий дополнительными источниками тепла, кроме внутренних запасов, а они весьма ограничены, может усваивать большие количества пород, по составу более основных, а потому и более тугоплавких.

Эти слабые стороны гипотезы ассимиляции отсутствуют в гипотезе магматического замещения. Последняя рассматривает те же, по сути дела, процессы, что и гипотеза ассимиляции, а именно взаимодействие между вмещающими породами и магматическим расплавом, но для решения энергетической стороны проблемы она привлекает представления о притоке глубинной энергии Земли с материальным потоком глубинных эманаций, являющихся продуктами глубинной дифференциации первичного вещества нашей планеты. Представления эти достаточно дискуссионны, потому что доказательства реальности существования этих глубинных эманаций, известных как «фильтрующие колонны» П. Термье, «ихор» И. Седерхольма и П. Эскола, «сквозьмагматические растворы» Д. С. Коржинского и «магмообразующие растворы» Ю. А. Кузнецова, не прямые, а косвенные. Тем не менее, несмотря на спорность некоторых исходных положений, гипотеза магматического замещения более удовлетворительно, чем гипотеза ассимиляции, объясняет особенности геологического строения многих гранитоидных плутонов, в частности тех, которые имеют концентрически-зональное строение и вместе с тем обладают признаками, позволяющими отрицать возможность внедрения глубинного расплава.

Приуроченность пород повышенной основности к эндоконтактовым участкам массивов неинтродуцированных магматических гранитоидов объясняется тем, что на фронте расплавления состав расплава близок составу исходных пород, а в центральных частях плутонов расплав под воздействием глубинных эманаций, выносящих мафические компоненты, становится более кислым. Неоднородность эта сохраняется в процессе формирования магматической камеры и фиксируется при кристаллизации расплава в виде концентрически-зонального строения плутонов. При описании конкретных плутонов подобное распределение слагающих их разновидностей гранитоидов объяснялось как следствие магматического замещения В. Ф. Морковкиной (1965), изучавшей массивы Полярного Урала, А. Н. Дистановой (1965) и Е. С. Сергеевой (1963), занимавшимися выяснением происхождения гранитоидов Мартайгинского и Улень-Тунского комплексов Кузнецкого Алатау.

А. Н. Кононов (1965) отметил, что составы пород, слагающих некоторые гранитоидные массивы Горного Алтая, сформировавшиеся, как показывают проведенные работы, «на месте» (Кузнецов, 1964; Слободской, 1966₂), составляют единый ряд от кварцевых диоритов через гранодиориты и адамеллиты до аляскиитов, причем состав кварцевых диоритов идентичен составу вмещающих песчано-алевролитовых пород. Закономерное же

увеличение количества кремнезема и щелочей при одновременном уменьшении количества мафических компонентов в ряду от кварцевых диоритов до аляскинтов объясняется А. Н. Кононовым как результат развития процесса магматического замещения под действием глубинных эманаций.

Такие же соотношения между составами вмещающих и гранитоидных пород наблюдаются и в Северо-Западном Алтае, где зонально построенные гранодиорит-тоналитовые массивы были описаны Ю. А. Кузнецовым (1948) и В. Е. Гендлером (1961). Залегают эти массивы среди песчано-алевролитовых толщ горно-алтайской серии без всяких следов механического воздействия на последние (см. рис. 15) и сформировались, по мнению Ю. А. Кузнецова, путем магматического замещения. Кварцевые диориты, слагающие эндоконтактные фации этих плутонов, очень сходны по химическому составу с вмещающими породами, а образование расплавов, в результате кристаллизации которых сформировались тоналиты и гранодиориты, занимающие центральные части массивов, произошло путем небольшого добавления кремнезема и щелочей при одновременном выносе мафических компонентов (Кузнецов, 1964).

Еще более отчетливо проявляются процессы взаимодействия между магмой, из которой кристаллизуются неинтродуцированные гранитоиды, и вмещающими породами, когда последние имеют карбонатный состав. Еще в конце прошлого века Мишель-Леви (Levy, 1882) и А. Лакруа (Lacroix, 1898) отмечали, что гранитоиды на контактах с известняками сильно изменяют свой минеральный состав и становятся более основными, превращаясь то в роговообманковый гранит, то в кварцевый или в бескварцевый диорит, иногда пироксенсодержащий. Подобное повышение основности гранитоидов на контактах с карбонатными породами в результате взаимодействия с ними гранитоидной магмы описано затем для различных районов мира, причем отмечалось оно в контактах как с известняками, (Ляхович, 1953; Nockolds, Scoon, 1965), так и с доломитами (Комарова, 1959).

Впрочем, эта особенность строения гранитоидных плутонов, обнаруживающих следы активного замещения карбонатных пород на контактах, не является универсальной. В некоторых случаях, описанных, например, А. Лакруа (Lacroix, 1922) и П. Эскола (Eskola, 1921, 1922), наблюдается повышение не основности, а щелочности гранитоидов на контактах с замещаемыми карбонатными породами, так что эндоконтактная фация подобных плутонов представлена породами типа спенигов. Подобные особенности строения обнаруживаются у массивов, залегающих и в известняках, например массив Баллачулиш,

описанный Д. Мюром (Muir, 1953), и в доломитах — гранитный массив о. Скай, изученный К. Тилли (Tilley, 1949).

Различный характер эндоморфных изменений магматических неинтродуцированных гранитоидов на контактах с карбонатными породами нашел свое объяснение в работах В. А. Жарикова (1959, 1960), основанных на разработанных Д. С. Коржинским принципе подвижности щелочей при магматических явлениях (Коржинский, 1946) и представлениях о диффузионном и инфильтрационном характере процесса магматического замещения (Коржинский, 1955). По мнению В. А. Жарикова, состав расплава в приконтактных участках массивов определяется соотношением между скоростью выноса — большей частью инфильтрационного — компонентов магмы в составе выделяющихся из нее растворов и скоростью встречного диффузионного перемещения щелочей и компонентов замещаемой карбонатной породы. При небольшой скорости инфильтрационного тока растворов из магмы взаимодействие магмы с замещаемой породой осуществляется диффузионным путем. В. А. Жариков подчеркивает, что эти явления диффузионного магматического замещения обычно обозначаются как ассимиляция, а суть их «... состоит в том, что магма, расплавляя и замещая вмещающие карбонатные породы, не очищается при помощи сквозьмагматических растворов от содержащихся во вмещающих породах компонентов, а усваивает их. Усвоение на фронте замещения известняков вызывает повышение химического потенциала кальция в магме и его диффузию во внутренние части магматического тела. Соответственно изменяется и состав расплава, в результате чего в эндоконтактной зоне возникают гранитоидные породы повышенной основности, постепенно к внутренним частям переходящие в гранодиориты и граниты» (Жариков, 1960, стр. 515). При большей скорости выноса растворов из магмы замещение карбонатных пород будет проходить инфильтрационным путем, при котором растворы, вступая во вмещающие породы и растворяя их, насыщаются MgO и CaO. Растворение этих сильных оснований вызывает повышение активности сильных щелочей, диффузионная подвижность которых выше диффузионной подвижности оснований, что обуславливает диффузию щелочей навстречу потоку растворов, т. е. обратно в расплав.

Следствием этой встречной диффузии является повышение потенциалов щелочей в эндоконтактных зонах магмы с образованием щелочных фаций гранитоидов.

Таким образом, как при инфильтрационном, так и при диффузионном магматическом замещении образуются гра-

ниптоидные плутоны с несколько неоднородным внутренним строением. Неоднородность обусловлена концентрически-зональным расположением разновидностей гранитоидов, слагающих массив. В случае инфильтрационного замещения в эндоконтактных зонах расположены породы повышенной щелочности, в случае диффузионного магматического замещения — породы повышенной основности. Гипотеза магматического замещения, объясняя возникновение внутренней неоднородности в массивах неинтродуцированных магматических гранитоидов процессами активного взаимодействия расплава с вмещающими породами, весьма близка в этом ассимиляционной гипотезе, являясь, по сути дела, дальнейшим ее развитием.

Помимо сравнительно слабо выраженного уменьшения степени зернистости пород по мере приближения к контактам и почти постоянно обнаруживаемой зональности в распределении гранитоидов различной основности, массивы неинтродуцированных магматических гранитоидов в некоторых случаях характеризуются еще и ориентированным расположением породообразующих минералов. Ориентированное расположение минеральных зерен, придающее породе полосчатый или гнейсовидный облик, зачастую истолковывается как следы течения магмы. Однако при сравнении ориентировки этой полосчатости с ориентировкой слоистости пород, вмещающих массивы неинтродуцированных магматических гранитоидов, оказывается, что они совпадают. Такие соотношения были обнаружены Р. Б. Баратовым (1964) при изучении гранитов южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) и В. И. Будановым (1964) в массиве гранитоидов, расположенном у ледника Федченко на Памире. Подобное совпадение ориентировки полосчатости гранитоидов и слоистости вмещающих пород, как представляется, довольно затруднительно объяснить как результат течения магмы, но гораздо легче истолковать как явление унаследованности.

Следует признать, что обнаружение в гранитоидах полосчатости, унаследованной от вмещающих пород, причем в гранитоидах, обладающих к тому же признаками, ясно указывающими на их магматическое происхождение, представляется в известной мере парадоксальным. Действительно, непонятно, каким образом в гранитоидах, прошедших через стадию расплава, для которого, в первую очередь, характерна высокая подвижность, сохраняются структуры исходных толщ. Однако факт остается фактом: в отдельных гранитоидных массивах, которые, судя по таким признакам, как высокая степень однородности, резкие контакты, более мелкозернистые краевые фации и т. д., образо-

вались путем кристаллизации из расплава, директивное строение пород является реликтовым, унаследованным от исходных слоистых толщ. Это отмечено, например, В. А. Филипповым (1965) для гранитоидов Центральной Калбы, а в расположенном далее к юго-востоку Нарымском массиве, слагающем вместе с Калбинским единый Прииртышский батолит, директивное строение гранитоидов, обусловленное ориентированным расположением темноцветных минералов и порфириобластов калиевого полевого шпата, превосходно укладывается в «просвечивающую структуру», реконструируемую в гранитоидах по неперемещенным ксенолитам вмещаю-

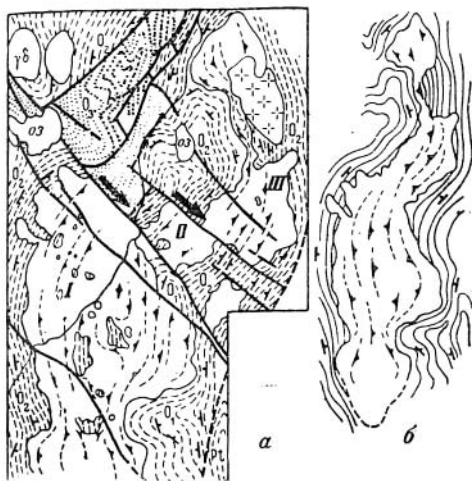


Рис. 23. Структурная схема (а) и реконструкция (б) Кырккудукского гранитоидного массива в Северном Казахстане (по В. С. Мищенко, 1965).

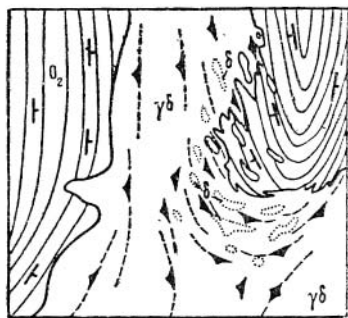


Рис. 24. Унаследованный характер полосчатости на одном из участков Кырккудукского гранитоидного массива (по В. С. Мищенко, 1965).

щих песчано-алевролитовых толщ (Слободской, 1966₁). Такие же соотношения описаны В. С. Мищенко (1965) и в Кырккудукском гранитоидном плутоне Северного Казахстана (рис. 23 и 24).

Впрочем, директивная структура не обязательна для плутонов неинтродуцированных магматических гранитоидов. Многие из них сложены породами, имеющими массивное строение. К таким плутонам относятся, например, гранодиорит-тоналитовые тела Центрального и Северо-Западного Алтая, в которых присутствуют неперемещенные реликты вмещающих пород, а сами гранитоиды достаточно однородны и признаков ориентированного строения не проявляют.

Признаки унаследованности внутреннего строения массивов от структур вмещающих толщ наиболее четки у плутонов метасоматических гранитоидов как в расположении многочислен-

ных разновидностей пород, слагающих эти крайне неоднородные массивы, так и в ориентировке породообразующих минералов.

Наличие резко выраженной неоднородности в строении плутонов признается многими исследователями как весьма важное свидетельство метасоматического способа формирования этих гранитоидных тел. Так, например, считает Н. Г. Судовиков (1950), а К. Менерт, отмечая, что представители гранитизационных теорий постоянно ссылаются на несомненную неоднородность многих гранитных массивов, тогда как представители магматической теории подчеркивают гомогенность других массивов, прямо указывает, что «... этот признак (неоднородность состава) мы рассматриваем как первый критерий для отнесения тех или иных конкретных массивов к определенному генетическому типу» (Менерт, 1963, стр. 90).

Степень неоднородности гранитоидных массивов еще почти не оценивалась в количественном отношении, хотя это могло бы помочь в создании дополнительного критерия происхождения плутонов. Тем не менее Ф. У. Диксон и К. Болл (Dickson, Ball, 1965) все же сочли возможным определить генезис массива Херефосс, Южная Норвегия, как немагматический на основе обнаруженных ими значительных колебаний в составе слагающих массив биотитовых кварцевых монзонитов: SiO_2 58,6—75,5 вес. %, TiO_2 0,18—0,99; Fe_2O_3 2,30—7,33; MnO 0,032—0,234; MgO 0,37—2,40; CaO 0,91—3,65; K_2O 3,70—7,59 вес. %; содержания Al_2O_3 и Na_2O варьируют в узких пределах: соответственно 13—15 и 2,7—3,7 вес. %.

Возникновение неоднородности в строении массивов, сложенных метасоматическими гранитоидами, обусловлено двумя причинами. Это, во-первых, значительная неравномерность переработки исходных пород, связанная, очевидно, с тем, что процессы преобразования наиболее интенсивно протекают вдоль определенных линейных элементов: трещин, поверхностей напластования и т. д. Это приводит к возникновению частой перемежаемости пестрой гаммы пород от слабо измененных вмещающих через такие же породы с отдельными зернами, являющимся уже составными компонентами гранитоидов, к гранитоидным породам с постепенно убывающим количеством реликтового материала и далее к «нормальным» гранитоидам. Во-вторых, неоднородность метасоматических гранитоидов во многом обусловлена тем, что она наследуется от исходных пород. Это видно хотя бы на примере Адирондакского факолита, в котором, по сведениям А. Энгела и Ц. Энгел (Engel, Engel, 1963), чередование слагающих его разновидностей по-

род существенно зависит от состава исходных толщ. А. Баддингтон, изучая гранитоидные массивы, расположенные в этом же районе США, пришел к выводу, что в некоторых массивах «местами мафические минералы гранита изменяются вкrest простирания так же точно, как они меняются от одного пласта к другому в метаосадках» (Баддингтон, 1950, стр. 216). Здесь же отмечается, что состав гранитоидной породы весьма существенно зависит от состава исходных пород, в результате замещения которых образуются гранитоиды.

Состав исходных пород не только находит свое отражение в составе и количественных соотношениях породообразующих компонентов гранитоидов, но и определяет неравномерность распределения компонентов, являющихся примесями и содержащихся в гранитоидах в незначительных количествах. Так, по данным Х. Баклунда (Backlund, 1950), неоднородное распределение в некоторых гранитоидных массивах Финляндии рудных элементов-примесей является унаследованным и обусловлено неоднородностью распределения этих элементов в исходных породах, подвергшихся гранитизации. Эти сведения были сообщены в докладе Х. Баклунда на XVIII сессии МГК. В обсуждении, в котором участвовали Е. Ларсен, А. Баддингтон, Д. Рейнольдс, Ф. Граут, А. Холмс и др., были высказаны интересные соображения о значении внутренней однородности для определения происхождения гранитоидных plutonov.

Неоднородное распределение магнетита в гранодиоритовом массиве Ориярви, Финляндия, тоже, как оказывается, унаследовано от исходных лептитовых пород (Tuominen, 1961, 1966). Здесь непрерывно прослеживающиеся в массиве зоны с определенным содержанием магнетита являются продолжением отдельных пачек метаморфизованных пород, имеющих соответствующую магнитную восприимчивость.

Характерно, что все вещественные неоднородности гранитоидных пород, слагающих массивы, образовавшиеся метасоматическим путем, являются линейными неоднородностями. Независимо от обусловивших их возникновения причин, которыми могут быть либо неравномерность протекания процессов замещения вдоль трещин или поверхностей напластования исходных пород, либо унаследование существовавших в этих породах неоднородностей, возникающие разновидности гранитоидных пород обособляются в виде вытянутых лент, полос или резко удлинённых линзовидных тел. Ориентировка таких линейно вытянутых обособлений, несколько отличающихся по составу друг от друга, совпадает, как можно показать на примере Адирондак-

ского фаяолита, со слоистостью вмещающих пород (Engel, Engel, 1963). Эти соотношения отмечались во многих других районах и, следовательно, могут рассматриваться как определенная закономерность и использоваться в качестве критерия при установлении генетической разновидности гранитоидных плутонов.

Помимо высокой степени неоднородности для внутреннего строения массивов метасоматических гранитоидов свойственна вполне определенная ориентировка порообразующих минералов. Одинаковая закономерная ориентировка удлиненных или пластинчатых зерен минералов, слагающих гранитоиды в таких массивах, обуславливает отчетливую полосчатость пород. Эта полосчатость, или гнейсовидность, позволяет детально изучить особенности внутреннего строения подобных плутонов, причем оказывается, что особенности внутреннего строения гранитоидных тел и вмещающих толщ в этих случаях полностью совпадают. Откартированный таким образом внутреннего строения массивов метасоматических гранитоидов является непрерывным продолжением структуры толщ, окружающих массив. Это подчеркивается Г. М. Виноградской (1963, 1964), обнаружившей, что полосчатость гранито-гнейсов в некоторых гранитоидных массивах Златоустовского и Уфалейского районов на Урале унаследована от подвергшихся замещению кристаллических сланцев. А. Баддингтон (1950) тоже установил, что полосчатость в некоторых телах гранитоидов в Северо-Западном Адирондаке, США, реликтовая и сохранилась в гранитоидах при образовании путем метасоматического замещения метаосадков. Ф. Эккельманом и А. Полдвервартом (Eckelman, Poldervaart, 1957), а также Д. Батлером (Butler, 1966) в горах Бэртуз, в штатах Монтана и Вайоминг, США, по полосчатости гнейсовидных пород, слагающих докембрийский массив, были откартированы складки, проходящие без отклонений из вмещающих пород в центральные части плутона, причем наряду с другими признаками эта особенность внутреннего строения массива была использована как доказательство его формирования путем замещения осадочных толщ.

Выводы. Подводя итог всему сказанному о значении внутреннего строения гранитоидных тел для выяснения их происхождения, следует прежде всего подчеркнуть, что внутреннее строение определяется пространственным размещением в плутонах разновидностей гранитоидов и ориентировкой порообразующих минералов.

Для внутреннего строения тел магматических интродуцированных гранитоидов характерна приуроченность к эндоконтактной зоне пород, гораздо более мелкозернистых, чем те, которые

слагают центральные части плутонов. Вместе с тем подобным плутонам свойственна высокая устойчивость и однообразие химического и минерального состава слагающих их гранитоидов. В массивах внедрившихся гранитоидов иногда выявляется существование ориентировки зерен порообразующих минералов во всем магматическом теле или же лишь в приконтактных его частях. Во всех случаях ориентированное строение не зависит от строения толщ, окружающих массив, является совершенно самостоятельным и определяется зачастую морфологией массивов.

Закономерная ориентировка порообразующих минералов наблюдается и в некоторых массивах магматических неинтродуцированных гранитоидов, однако здесь она, как оказывается, совпадает с ориентировкой директивного строения боковых пород. Этой генетической разновидности гранитоидных тел гораздо более свойственно концентрически-зональное строение, выражающееся в приуроченности гранитоидов повышенной основности к эндоконтактной зоне, а гранитоидов более кислого состава — к внутренним частям плутонов. Эндоконтактная фация гранитоидов в массивах, залегающих среди карбонатных пород, может быть представлена породами не только повышенной основности, но и повышенной щелочности. В массивах гранитоидов, сформировавшихся путем кристаллизации расплава «на месте», может наблюдаться и некоторое уменьшение размеров зерен порообразующих минералов по мере приближения к контактам.

Для внутреннего строения плутонов метасоматических гранитоидов характерна высокая степень однородности, выражающейся в том, что массивы такого происхождения слагаются многочисленными разновидностями пород, располагающихся в виде вытянутых полос, простирание которых совпадает с ориентировкой линейных элементов во вмещающих толщах. Помимо этого, метасоматическим гранитоидам свойственно полосчатое строение, обусловленное закономерной ориентировкой удлиненных или пластинчатых зерен порообразующих минералов, причем выясняется, что откартированная по полосчатости внутренняя структура массивов метасоматических гранитоидов является непрерывным продолжением структуры вмещающих толщ.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Соотношения между строением и составом гранитоидных пород, с одной стороны, и способом образования массивов, которые они слагают, с другой стороны, крайне неясны, несмотря на то, что вопрос этот затрагивается в подавляющем большинстве пе-

трографических работ. Многие признаки, используемые в настоящее время для определения происхождения гранитоидов на основе особенностей их структуры и состава, как оказывается, свидетельствуют как раз против тех положений, для доказательства которых они привлекаются. Некоторые главные признаки «типичных магматических пород» возникают не в процессе кристаллизации расплава, а при метасоматических преобразованиях, и, напротив, признаки, привлекаемые как доказательство метасоматического происхождения гранитоидов, в равной мере присущи и магматическим гранитоидам, ибо возникают в постмагматический период. Трудности, которые встречаются при попытках определить генезис пород лишь на основе особенностей их строения и состава, определяются тем, что особенности эти изучены еще далеко не достаточно. Этим, наверно, и объясняется существование мнения о том, что в результате действия метасоматических процессов могут быть созданы гранитоидные породы, не отличимые по строению и составу от магматических гранитоидов. Положение, впрочем, не столь безнадежно, но прежде чем приступить к анализу признаков, которые все же могут быть рекомендованы для определения генетических разновидностей гранитоидов, следует рассмотреть те признаки, которые, хотя и используются в настоящее время для этих целей, тем не менее являются в действительности генетически неопределенными.

Начать следует, очевидно, с такого признака, как гипидиоморфнозернистая структура, одно наличие которой зачастую рассматривается как решающее доказательство образования породы непременно путем кристаллизации из расплава. Основаны эти представления на принципе относительного идиоморфизма Г. Розенбуша. Согласно этому принципу, «кристаллическая форма минерала, выкристаллизовавшегося из магмы, будет тем законченней, чем меньше он стеснен образовавшимися ранее минералами, т. е. чем раньше он выделился; раньше всех выделившиеся индивиды растут, свободно двигаясь в расплаве. Относительный возраст является главным фактором, от которого зависит развитие формы составных частей» (Розенбуш, 1934, стр. 64). В соответствии с этим принципом устанавливается следующий порядок кристаллизации минералов из расплава: 1) акцессорные минералы, 2) темноцветные минералы; 3) полевые шпаты, 4) кварц. Породы же, обладающие подобным гипидиоморфным строением, рассматриваются как результат застывания магматического расплава.

Подобные взгляды все еще достаточно широко распространены, несмотря на то, что правильность принципа относитель-

ного идиоморфизма оспаривается самым серьезным образом. В своих редакторских примечаниях к «Описательной петрографии» Г. Розенбуша против этого принципа решительно возражал В. Н. Лодочников, говоря о том, что относительный идиоморфизм определяется не порядком выделения минералов, а различной их способностью к проявлению граней. В. Н. Лодочников приводит примеры различного идиоморфизма у некоторых одновременно образующихся минералов, а также более резко выраженного идиоморфизма у позже образовавшихся минералов. Весьма серьезны также сомнения в возможности выделения аксессуарных минералов в самом начале процесса кристаллизации. Как отмечает В. Мурхауз, эти сомнения основаны на том, что теоретически небольшие примеси соответствующих компонентов, имевшиеся в силикатных системах, должны были бы кристаллизоваться в конце, а не в начале процесса кристаллизации (Moorhouse, 1954, 1956). Действительно, некоторые минералы редких элементов, являющиеся характерными аксессуариальными изверженных пород, как установлено А. А. Беусом (1961), формируются уже в твердой породе путем замещения и тем не менее образуют хорошо выраженные идиоморфные кристаллы. Это заставляет А. А. Беуса считать, что степень идиоморфизма не может служить критерием времени образования минералов.

Ценность принципа относительного идиоморфизма для определения происхождения породы станет совсем сомнительной, если отметить наличие гипидиоморфнозернистых структур у пород, совершенно очевидно образовавшихся путем метасоматических преобразований. Таковы, например, структуры у так называемых пгольчатых диоритов или псевдодиоритов, слагающих ксенолиты в гранитоидах и представляющих собой продукты изменения самых разных по исходному составу пород. В такие псевдодиориты преобразуются и алевролиты, и эффузивы, и даже скарны магматической стадии, а сложены они совершенно идиоморфными удлиненными зернами роговой обманки, менее идиоморфными таблитчатыми зернами плагиоклаза и небольшим количеством резко ксеноморфных кварца и иногда калиевого полевого шпата. Сходство с «типично магматическими» породами подчеркивается и наличием резко идиоморфных аксессуарных минералов, большей частью **сфена**. Надо сказать, что минералами, зерна которых обладают разной степенью идиоморфизма, бывают сложены и такие породы явно метасоматического происхождения, как скарны. Например, пироксен-плагиоклазовые скарны магматической стадии в контактах Усть-Чуйского гранитоидного массива на Алтае имеют

структуру, весьма сходную с офитовой (Слободской, 1968). Из сказанного должно стать ясным, что относительный идиоморфизм минералов не отражает порядок их образования и, самое главное, вовсе не означает, что обладающая подобным строением порода непременно кристаллизовалась из магматического расплава, так как в равной мере этот признак присущ и метасоматическим породам.

Применение к гранитам принципа относительного идиоморфизма неправомерно и потому, что, как указывает Ф. Дрешер-Каден (Drescher-Kaden, 1948), детально изучавший взаимоотношения породообразующих минералов в гранитоидах, гранитные структуры не могли возникнуть в результате кристаллизации расплава, а, несомненно, являются результатом метасоматических преобразований. Эти взгляды разделяют К. Менерт (1963), отмечающий, что в большинстве случаев в строении гранитоидных пород обнаруживаются черты более или менее четкого метасоматического замещения, и О. Таттл (по К. Менерту, 1963, стр. 37), который тоже признает, что типичные структуры гранитов формировались в твердом состоянии.

Из этих представлений, кстати, вовсе не следует, как будет показано ниже, что черты метасоматического замещения в облике гранитов свидетельствуют об образовании породы целиком путем метасоматоза. В ряде случаев возможна и иная трактовка этих черт замещения, обнаруживаемых при изучении аксессуарных минералов, в меньшей степени свойственных плагиоклазам, но особенно резко проявляющихся у калиевых полевых шпатов, вопрос об образовании которых играл столь большую роль в дискуссии о происхождении гранитов. Существование в гранитоидах не только таких калиевых полевых шпатов, которые являются продуктами кристаллизации расплава, но и образовавшихся путем метасоматоза, было подмечено еще в 1914 г. Д. С. Белянкиным (1958). Анализируя особенности и строение гранитоидных пород, он указал, что содержащиеся в них вкрапленники микроклина являются форменными порфиробластами. Впрочем, хотя существование двух генетических разновидностей калиевого полевого шпата установлено сравнительно давно, петрографические различия между ними еще не определены, что препятствует выяснению происхождения структур гранитоидов да и генезиса самих пород. Тем не менее во многих случаях устанавливается метасоматическая природа калиевого полевого шпата, особенно когда он представлен крупными кристаллами, придающими гранитоидам порфиривидный облик. Развитие таких порфиробластов калиевого полевого шпата не только в гранитоидах но и во

вмещающих породах, особенно если они пересекают контакт, располагаясь одновременно в граните и в боковой породе, и послужило в известной степени основой представлений о том, что подобные гранитоидные плутоны есть результат метасоматических преобразований.

Надо сказать, что метасоматическое происхождение наблюдаемого облика многих гранитоидных пород подкрепляется, помимо геологических наблюдений, экспериментальными и физико-химическими данными, а также термодинамическими расчетами. По мнению В. Мармо (Marmo, 1959, 1961), например, наличие в гранитоидных породах микроклина, да еще в сочетании с одновременно образовавшимся альбитом, подтверждает метасоматическое происхождение подобной породы, ибо микроклин как более упорядоченная разновидность калиевого полевого шпата образуется лишь в условиях сравнительно низких температур и при медленном протекании процесса, что как раз характерно для гранитизации, но не для кристаллизации расплава, при которой возникает ортоклаз. Совместное нахождение в гранитоидах одновременно образующихся относительно чистых полевых шпатов, например калиевого полевого шпата и альбита, рассматривается как свидетельство в пользу метасоматического образования также Р. Перреном (Perrin, 1956) и Д. Рейнольдс (Reynolds, 1952), так как обособление этих минералов в самостоятельные фазы происходит лишь в условиях сравнительно низких температур, не характерных для магматического процесса.

Сравнительно низкие температуры процессов, под действием которых формировался теперешний облик гранитоидов, подтверждаются результатами изучения распределения элементов между сосуществующими минералами. Этим методом, основанным на термодинамических расчетах, было показано, что, например, распределение Na между одновременно образующимися плагиоклазами и щелочными полевыми шпатами свидетельствует об образовании этих минералов во многих гранитоидах при температурах 450—680°, т. е. преимущественно ниже температур плавления наиболее легкоплавких анатектических смесей (Barth, 1951; Барт, 1962). Помимо этого двуполевошпатового термометра Т. Барта, определение температур образования гранитоидных пород возможно и по данным изучения распределения Ca между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами. С помощью этой методики для гранитов установлены температуры в 400—600°. Для сравнения приведем температуры формирования метаморфических пород, определенные этим же методом: гранулитовая фация 900—660°, амфиболитовая 660—

510°, эпидот-амфиболитовая 510—400°, глаукофановая 450—300° (Перчук, 1966).

При еще более низких температурах может происходить, по данным Г. Рамберга (Ramberg, 1952), формирование полевых шпатов в гранитоидах, когда эти минералы представлены существенно натровыми разновидностями. Для этих случаев считаются правдоподобными температуры всего в 300—350°, причем, действительно, известны примеры, когда гранитоидные породы формировались путем замещения почти неметаморфизованных песчано-сланцевых пород в спокойных тектонических условиях и на малых глубинах, для которых упомянутые температуры вполне вероятны. Такими примерами могут служить гранитоидные тела в Южном Китае (Mish, 1949₂) и в штате Вашингтон (Coombs, 1950).

Итак, приведенные данные ясно показывают, что такой признак, как наличие у гранитоидов гипидиоморфнозернистых структур, не может служить свидетельством образования этих пород из расплава, ибо во многих случаях подобные структуры образуются в гранитоидах в результате перекристаллизации и метасоматических преобразований, происходящих при сравнительно низких температурах. Однако тот факт, что наблюдаемые структуры гранитоидов, особенно их полевошпатовая составляющая, образуются в условиях устойчивых низких температур, по мнению О. Таттла, еще не дает возможности судить о действительной температуре образования гранитоидов, поскольку он характеризует лишь самую позднюю стадию формирования плутонов. На генетическую неопределенность гранитных структур указывает и Ф. Дрешер-Каден (Drescher-Kaden, 1948), говоря, что они позволяют предполагать как позднюю перекристаллизацию после образования породы из расплава, так и происхождение целиком немагматическим путем. Таких же взглядов придерживался и В. А. Николаев (1953). Кроме того, интересные сведения о признании гранитных структур генетически неопределенными можно найти в материалах дискуссии по докладу Б. Кинга (King, 1947), в которой участвовали Г. Рид, Ц. Тилли, А. Уэллс, К. Данэм, Д. Уэбб и др.

Непригодность структурных особенностей гранитоидов для обоснования генетически однозначных выводов является следствием конвергенции, которая возникает, как указывает К. Менерт (1963), в результате того, что метасоматические фельдшпатизированные породы первично осадочного происхождения по минеральному составу и структурам могут быть очень схожи с гранитами магматического происхождения, претерпевшими позднюю фельдшпатизацию. «Следует предполагать,— пишет

К. Менерт, — что при неуклонном падении температуры непосредственно после главной магматической стадии образования гранитов имеет место стадия перекристаллизации в пегматитово-гидротермальных условиях, после чего порода приобретает свой современный облик... Эту фазу развития проходили все граниты — независимо от их генезиса — если они достаточно долго находились в низкотемпературных условиях. Таким образом, устанавливается, что при образовании граниты проходят постмагматическую гидротермальную стадию... Поэтому совершенно логично сравнивать структуру многих гранитов с соответствующими метаморфическими структурами, которые формировались при таких же условиях температуры и давления» (Менерт, 1963, стр. 126).

Позднее преобразования, которые претерпевают магматические гранитоиды и которые делают их похожими по структуре на гранитоиды метаморфического происхождения, могут следовать тотчас же за кристаллизацией магмы и определяются зачастую как автометасоматические. Однако иногда новообразованные минералы — например, микроклин, если его количество в виде порфиробластов достигает 30—40% объема породы — не могут быть определены как автометасоматические, и для объяснения их формирования приходится предполагать привнес вещества из какого-то дополнительного источника. Существование таких дополнительных источников становится совершенно несомненным, когда устанавливается, что поздние сравнительно низкотемпературные преобразования гранитоидов происходят спустя значительное время после кристаллизации расплава. Например, Д. Рейнольдс (Reynolds, 1958) отмечает, что микроклинизация каледонских гранодиоритов в Слив Галлионе, Ирландия, происходила в третичное время, т. е. спустя 300 млн. лет после образования гранодиоритов.

Значительные разрывы во времени между образованием пород и их последующей микроклинизацией обнаруживаются в ряде случаев по радиологическим данным. В некоторых гранитоидных породах Финляндии, например, возраст калиевого полевого шпата на 300 млн. лет меньше возраста слюд (1500 и 1800 млн. лет соответственно) (Kouvo, 1958; Marmo, 1962). На Шетландских островах порфиробластическое образование калиевого полевого шпата происходило примерно на 100 млн. лет позже образования пород (420 и 515 млн. лет соответственно) (Miller, Flynn, 1966). Примечательно, что такие соотношения между возрастом калиевых полевых шпатов и пород устанавливаются не только по К — Ar-методу, когда можно предполагать омоложение возраста калиевого полевого шпата вслед-

ствии диффузии из него радиогенного аргона, но и по таким процессам радиоактивного распада, продукты которых имеют ограниченную миграционную способность. Более молодой возраст калиевого полевого шпата по сравнению с остальными минералами гранитоидов устанавливается по данным Rb — Sr-метода (Wasserburg, 1963; Arriens, 1966), а также по результатам изучения изотопного состава свинца (Ulrych, 1966). Еще более убедительны примеры поздней фельдшпатизации гранитоидов, когда свежие ненарушенные кристаллы микроклина располагаются среди раздробленных гранитоидов, как это описано Г. Туоминен (Tuominen, 1961) на примере гранодиоритового массива Ориярви в Финляндии, либо когда порфиробластическая микроклинизация приурочена к линейным зонам динамического метаморфизма в гранитоидных плутонах, как это показано А. С. Калининым и др. (1967) на примере одного из массивов Забайкалья.

Во всяком случае, поздние преобразования, следуют ли они тотчас вслед за кристаллизацией магмы или же происходят со значительным опозданием, и в том, и в другом случае приводят к коренному преобразованию первичного облика породы, а поэтому по структурным особенностям в строении гранитоидов решить задачу о магматическом или же метасоматическом происхождении последних весьма затруднительно, если только вообще возможно.

Столь же ненадежны для определения генетической разновидности гранитоидов и такие их признаки, как особенности количественного минерального состава, а между тем в некоторых случаях все же предпринимаются попытки установить происхождение пород путем подсчетов количественных соотношений минералов в них. Существует даже мнение, что количественный минеральный состав изучаемых гранитов «...должен служить не только для целей классификации, но и иметь глубокое генетическое значение согласно достижениям современных физико-химических экспериментов», причем он является одним из наиболее объективных критериев, позволяющих судить о генезисе гранитоидов (Полканов и др., 1963, стр. 87). Предполагается, что происхождение породы может быть определено по расположению фигуративной точки, отвечающей соотношению лейкократовых минералов, в пределах диаграммы альбит — калиевый полевой шпат — кварц. Если точка находится в области низкотемпературного минимума, то это принимается как достаточное доказательство магматического происхождения породы, размещение же точки вне пределов этой области рассматривается как свидетельство того, что данная гранитоидная

порода сформировалась путем метасоматоза (Полканов и др., 1963; Emerson, 1966).

Для того чтобы показать, по меньшей мере, спорность этих представлений, целесообразно проследить историю их возникновения и развития. Можно установить, что истоками этих взглядов послужили результаты изучения в высокотемпературных условиях системы $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4 - \text{SiO}_2$, опубликованные Н. Боуэном (Bowen, 1937), назвавшим эту систему остаточной. Такое название было дано системе, чтобы показать, что равновесия в ней существенно определяют состояние расплава, накапливающегося в виде остатка в процессе фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Н. Боуэн показал, что если щелочные алюмосиликаты играют важную роль в остаточных магмах, то составы этих магм не могут занимать случайных положений на диаграмме, а должны лежать в поясе низкоплавких жидкостей, называемом еще термальной долиной, или «корытом». Фигуративные точки составов некоторых кислых пород из различных районов мира, действительно, располагаются в пределах низкотемпературной области или вблизи нее (рис. 25). Это было истолковано как следствие того, что такие породы, среди которых были эффузивы, глубинные породы и пегматиты, являются продуктами кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы.

Дальнейшее изучение вопроса, однако, показало, что существует множество кислых пород, фигуративные точки составов которых располагаются в пределах упомянутой диаграммы достаточно произвольно и не проявляют тяготения к низкотемпературной ее области. По сведениям Р. Хпгази (Higazy, 1950), такие значительно отличающиеся от эвтектических составы имеют не только различные граниты и пегматиты, но и эффузивы (рис. 26). Помимо этого, как сообщает Т. Барт (1956), теоретическому составу иногда не соответствует состав даже тех эффузивов, которые, судя по ассоциации их с основными породами, действительно могли образоваться из родо-

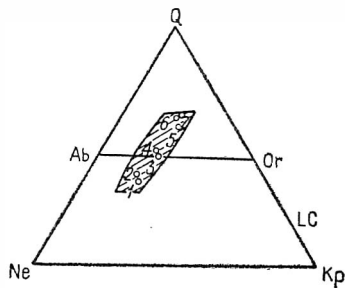


Рис. 25. Диаграмма нефелин-калнофилит-кремнезем с низкотемпературной областью («корытом»), отмеченной штриховкой (по Т. Барту, 1956).

Точки отвечают следующим породам (по Р. Дэли): 1—15 тингуаитам, 2—25 фенолитам, 3—щелочным сиенитам, 4—щелочным трахитам, 6—546 гранитам, 7—102 риолитам.

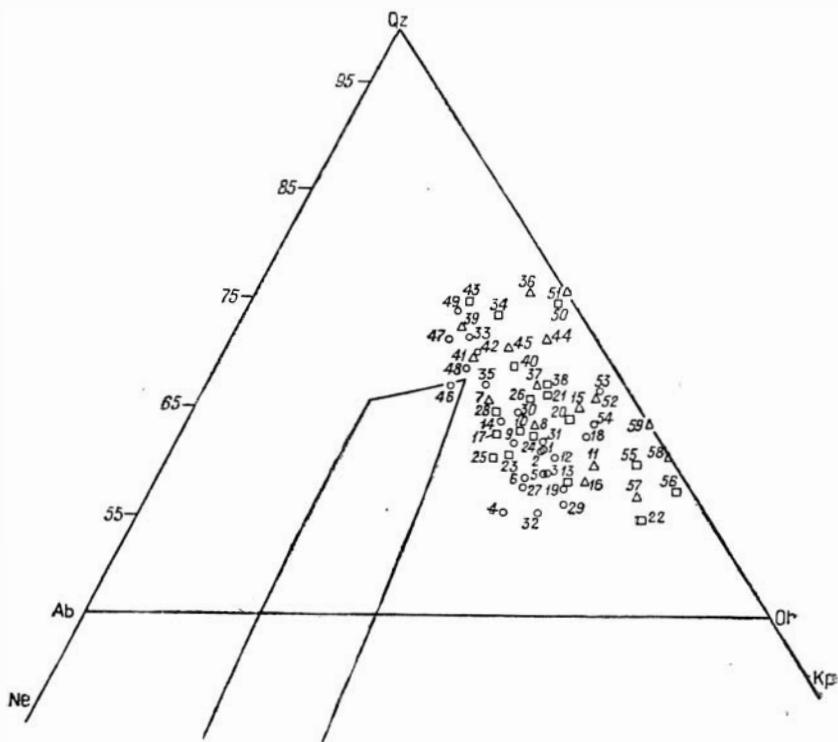


Рис. 26. Расположение фигуративных точек составов кислых глубинных пород (кружки), эффузивов (треугольники) и гипабиссальных пород (квадраты) на диаграмме Н. Боуэна (по Higazy, 1950).

сальной базальтовой магмы (рис. 27). Следовательно, было установлено, что составы пород, образовавшихся путем кристаллизации магмы, не обязательно ограничиваются пределами низкотемпературной области и могут достаточно сильно отличаться от эвтектических.

В дальнейшем особенности размещения фигуративных точек составов на упомянутой диаграмме были использованы Ф. Чейзом (Chayes, 1952) для определения происхождения гранитоидов Новой Англии, Северо-Восток США. При нанесении на диаграмму результатов количественных минеральных подсчетов составов гранитоидов по 146 образцам из 19 массивов было установлено, во-первых, что фигуративные точки располагаются весьма кучно и, во-вторых, что они приурочены в

пределах диаграммы к низкотемпературной области. Эти соотношения, и прежде всего устойчивость и однообразие состава гранитоидов в массивах, расположенных в разных вмещающих породах, позволили Ф. Чейзу предположить, что состав гранитоидов определяется эндогенными причинами, вероятнее всего их происхождением путем кристаллизации из магмы. Вместе с тем было отмечено, что соответствующие соотношения лейкократовых компонентов все же не доказывают магматического происхождения породы, а лишь говорят о том, что оно достаточно вероятно. Подобные составы вполне возможны и у метасоматических гранитоидов, но это, в свою очередь, не доказывает, что все породы с таким составом — немагматические.

О том, что особенности составов гранитоидов не могут служить основанием для генетических выводов, писал П. Эскола (Eskola, 1950). По его мнению, например, породы состава «идеального гранита» (68—75% SiO_2 , 1—3% CaO , 5—7% K_2O , 2—3% Na_2O , не больше 4% FeO и еще меньше MgO) могут образоваться как в результате кристаллизации из магмы, так и путем метасоматической переработки некоторых исходных пород. Подобным же образом относились к возможности определять происхождение гранитоидов по особенностям их состава П. Ниггли и М. Рейнгард (их высказывания по этому поводу уже приводились во введении). Там же приведена цитата из статьи Д. Батлера. Она вполне заслуживает быть повторенной, ибо непосредственно касается возможностей использования количественного минерального состава гранитоидов для генетических целей: «Тот факт, что состав гранитной породы сходен с составом породы заведомо изверженного происхождения или располагается вблизи котектической линии или вблизи тройного минимума в гранитоидных экспериментальных системах, не является доказательством изверженного происхождения породы», — пишет Д. Батлер, основываясь на том, что «...метасоматические гранитные породы, образовавшиеся при взаимодействии между твердой и жидкой

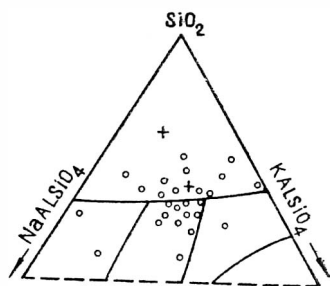


Рис. 27. Верхняя часть диаграммы Н. Боуэна для остаточной системы (по Барту, 1956). Кружки — фигуративные точки составов фельзитовых гранофиров, кварцевых порфиров и риолитов, которые произошли из базальтовых магм, крестики — фигуративные точки составов остаточных стекол в толеитах.

приводились во введении). Там же приведена цитата из статьи Д. Батлера. Она вполне заслуживает быть повторенной, ибо непосредственно касается возможностей использования количественного минерального состава гранитоидов для генетических целей: «Тот факт, что состав гранитной породы сходен с составом породы заведомо изверженного происхождения или располагается вблизи котектической линии или вблизи тройного минимума в гранитоидных экспериментальных системах, не является доказательством изверженного происхождения породы», — пишет Д. Батлер, основываясь на том, что «...метасоматические гранитные породы, образовавшиеся при взаимодействии между твердой и жидкой

фазой, богатой H_2O , при температуре, близкой к температуре ликвидуса, могут быть очень похожи на магматические границы, образовавшиеся из силикатного расплава» (Butler, 1966, стр. 60).

В качестве признака магматического происхождения гранитоидов довольно часто используется наличие в них зональных плагноклазов. В. П. Петров и А. П. Лебедев, например, считают, что у плагноклазов «...зональное строение может возникнуть только в случае кристаллизации из расплава» (Петров, Лебедев, 1963, стр. 148). Такого же мнения придерживается и Д. Эмерсон, отмечая, что «...наличие зональности часто используется как доказательство того, что порода кристаллизовалась из расплава, так как возникновение зональных кристаллов хорошо объясняется с позиций магматической теории и кроме того они обнаруживаются в дацитах и риолитах» (Emerson, 1966, стр. 149). Зональные плагноклазы рассматриваются как несомненные продукты кристаллизации расплава и в других работах (Woone, 1959; Hibbard, 1965; Vanse, 1962).

Подсчеты, приведенные Э. Питтманом (Pittman, 1963), действительно, показывают, что и в плутонических породах, и в эффузивах преобладают зональные плагноклазы, однако все же этот признак нельзя рассматривать как генетически однозначный. В этой же статье Э. Питтман сообщает о том, что зональные плагноклазы, хотя и более редко, но все же встречаются и в метаморфических породах, а П. Миш установил, что они в таких породах довольно обычны (Mish, 1955). Как отмечает П. Миш, наиболее часто наблюдается прямая зональность, реже — обратная, а в отдельных случаях в слюдяных сланцах и гранулитах были обнаружены плагноклазы с ритмической зональностью.

Возникновение зональных плагноклазов в процессе порфиобластеза некоторых гранитоидных пород Финляндии описано М. Хярме (Härme, 1959) и М. Фелици (Felici, 1964), а П. Мишем (Mish, 1949₂) в Юго-Восточном Китае были встречены выросшие в мелкозернистом песчанике крупные зерна плагноклаза с ритмической зональностью, причем количество зон в некоторых зернах достигало двадцати при среднем содержании анортитовой молекулы 25—30% (в ядре 32—34% Ан, в краевых зонах 22—20% Ан).

Несомненно метасоматического происхождения зональные плагноклазы, образующиеся в измененных ксенолитах основных пород и кристаллических сланцев, описаны Д. Н. Кеңховели и Д. М. Шенгелна (1966) в Цейском гранитоидном массиве на Северном Кавказе. Зональность большей частью нормальная,

но бывает обратной или ритмичной, состав плагиоклазов в ядре обычно достигает 40-го номера, а по периферии количество анортита снижается до 10%. Возникновение зональных плагиоклазов с 75% анортитовой молекулы при метаморфизме амфиболитов и гранулитов описано Р. Кэнноном (Cannon, 1966), который, кстати, упоминает, что впервые зональные плагиоклазы, образовавшиеся в процессе метаморфизма, были изучены Ф. Бекке в 1913 г. (Becke, 1913).

Таким образом, появление зональных плагиоклазов не есть следствие только процессов кристаллизации расплава, но может быть связано с метасоматозом, причем в этом случае образование зональных кристаллов может быть обусловлено, по мнению П. Миша (Mish, 1955), изменениями температурных условий либо соотношений между концентрациями Са и Na в процессе роста минеральных зерен. В последнее время предполагают, что причиной изменения состава растущих зерен полевых шпатов может быть изменение гидростатического давления в расплаве во время кристаллизации (Hägg, 1966; Agramaki, 1967). Во всяком случае, наличие в гранитоидной породе зональных кристаллов плагиоклаза не может быть использовано в качестве критерия для определения происхождения изучаемого массива, поскольку признак этот не является генетически однозначным.

Чтобы завершить обзор представлений о возможности определения генезиса гранитоидных плутонов по особенностям состава слагающих их пород, следует рассмотреть утверждение о невероятности образования гранитоидов, являющихся породами многоминеральными, путем метасоматоза. Это положение, выдвинутое Д. С. Коржинским (1950, 1952), получило достаточно широкое распространение и зачастую используется как решающий аргумент в дискуссиях о способе формирования гранитоидных плутонов. В соответствии с этим положением, выведенным, надо сказать, чисто дедуктивным путем, «против метасоматической природы возникающих за счет гранитизации гранитов говорят уже их многоминеральность. Замещение однообразными гранитами осадочной толщи с разнообразными по составу слоями требует очень интенсивного метасоматоза, а при интенсивном метасоматозе число одновременно устойчивых минералов в образующейся метасоматической породе неизбежно сокращается, вплоть до образования мономинеральной породы» (Коржинский, 1952, стр. 58).

Вывод о том, что в процессе метасоматоза проявляется тенденция к мономинеральности, был сделан Д. С. Коржинским на основе разработанных им представлений о дифференциаль-

ной подвижности компонентов и метасоматической зональности, которые имеют место при просачивании через некоторую породу раствора постоянного исходного состава. При этом «если порода неравновесна с раствором, то начнется ее замещение, при котором будет изменяться состав не только породы, но, конечно, и раствора. Поэтому в каждый данный момент раствор на различном расстоянии от начального сечения (сечения, где раствор вступает в данную породу) будет иметь разный состав, а потому и замещение в разных сечениях потока восходящих растворов может иметь различный характер. В силу этого возникает «метасоматическая зональность», с образованием в направлении просачивания раствора «колонки» метасоматических зон различного состава. По мере просачивания раствора будет происходить разрастание всех зон в направлении течения раствора, причем тыловые зоны будут надвигаться на передние, замещая их» (Коржинский, 1955, стр. 343). «При замещении полиминеральной породы число минералов в последующих зонах замещения, как правило, сокращается, вплоть до образования мономинеральной породы, которая представляет продукт окончательного замещения под воздействием данного раствора произвольного состава. На каждом контакте («фронте замещения») не более одного инертного компонента породы переходит во вполне подвижное состояние с соответствующим уменьшением числа минералов в породе на единицу» (Коржинский, 1951, стр. 65). В конечную стадию этого процесса, по мнению Д. С. Коржинского, порода окажется сложной тем минералом, который пересыщает раствор в наибольшей степени.

Эти построения, развиваемые Д. С. Коржинским (1966) и в недавних его работах, возможно, применимы к тем случаям метасоматического преобразования полиминеральных пород, когда воздействие просачивающихся растворов сводится преимущественно к выщелачиванию и последовательному выносу слагающих эти породы компонентов. Впрочем, возможность применения этих принципов к процессам образования путем выщелачивания таких, например, пород, как вторичные кварциты, грейзены и пропилиты, самым серьезным образом оспаривается Н. И. Наковником (1967). Он указывает на то, что упрощение состава исходной породы, которое, действительно, наблюдается, происходит лишь до определенного предела, а затем состав вновь усложняется, обнаруживая возможную зависимость от состава протекающих сквозь породу растворов.

Универсальность тенденции к мономинеральности в процессе метасоматоза, таким образом, оказывается достаточно спор-

ной, тем более, что известны случаи, когда метасоматоз не ведет к возникновению мономинеральной породы, а служит причиной появления пород, по составу даже более сложных, чем исходные. Так, тенденция к мономинеральности не проявляется при диффузионном метасоматозе, в частности при биметасоматозе. Она также с трудом может быть обнаружена в некоторых случаях при изучении продуктов инфильтрационного метасоматоза, сопровождающего формирование массивов plutonic пород, причем и тогда она проявляется всего лишь как тенденция, так как хотя уменьшение числа минералов в внутренним зонам и наблюдается, но мономинеральные продукты все же не образуются. Так обстоит дело, например, с метасоматическими процессами магматической стадии, протекающими в экзоконтактах гранитоидных плутонов и приводящими иногда к появлению полиминеральных пород, образующихся за счет исходных пород, зачастую чрезвычайно простых по составу. Таким образом известняки и доломиты преобразуются в скарны, состав которых по мере приближения к магматическому телу хотя и становится более простым, но мономинеральность все же никогда не достигается. Еще одна разновидность мономинеральных пород — кварциты — преобразуется под воздействием формирующегося гранитоидного тела в породы сложного состава, содержащие образовавшиеся путем метасоматоза зерна полевых шпатов и темноцветных минералов. При гранитизации, протекающей в непосредственной близости к контактам гранитоидных плутонов, иногда преобразование плагноклаз-биотитовых или плагноклаз-корднеритовых роговиков приводит к появлению кварц-полевошпат-биотитовых или кварц-полевошпат-роговообманковых пород, минеральный состав которых, очевидно, не проще, чем у исходных роговиков.

В процессах метасоматоза, связанных с формированием гранитоидных плутонов, гораздо отчетливее проявляется не тенденция к мономинеральности, а тенденция, в силу которой изменяемая порода приобретает состав, последовательно все более приближающийся к гранитоидному. Это стремление к гранитному равновесию, «...в результате которого,— как отмечает К. Менерт,— исходный материал различного химического состава (глинистые сланцы, граувакки, кварциты, известняки) приобретает в конце концов одинаковый минеральный состав — состав гранитов» (Менерт, 1963, стр. 102), было подмечено геологами французской школы еще во второй половине прошлого века. С тех пор подобные примеры описывались неоднократно, причем каждый раз отмечалось, что в преобразуемые породы приносятся такие компоненты и в таких количествах, что ко-

лечным продуктом постоянно является материал гранитоидного состава.

Это явление конвергенции самых различных пород до гранитоидов, значение которого особенно подчеркивали М. Макгрегор и Д. Уилсон (McGregor, Wilson, 1939) и М. Хярме (Härme, 1959), доказывает привнос в преобразуемую породу вещества в большом избытке. Достаточно широко распространено мнение о том, что привносимые компоненты находятся между собой в соотношениях, характерных для гранитоидов, а потому и воздействие их на изменяемую породу заключается в преобразовании ее таким образом, что ее состав, становясь равновесным с составом привносимого вещества, приближается к гранитоидному. Именно поэтому И. Седерхольм предполагал, что агентом преобразования служит ихор, являющийся, по сути дела, разбавленной гранитной магмой.

Аналогичные представления развивал впоследствии П. Эскола (Eskola, 1955, 1961), утверждая, что метасоматическое гранитообразование обусловлено воздействием растворов, выделяющихся из расположенного на глубине очага гранитоидной магмы. Эта точка зрения разделяется также М. Хярме (Härme, 1958) и Ю. С. Краковским (1962), тогда как П. Миш (Mish, 1943), анализируя возможные источники гранитизирующих растворов, возражает против предположений о происхождении их из магматического очага гранитоидного состава. Он указывает на то, что если бы гранитизирующие растворы выделялись из магматического очага, то состав последнего неминуемо должен был изменяться, а потому под всеми значительными телами перемещенных гранитоидов надо предполагать наличие обширных зон дегранитизации, чего в подавляющем большинстве случаев не обнаруживается. Это приводит П. Миша к предположениям о глубинном, возможно подкоровом, происхождении гранитизирующих агентов.

Эти предположения П. Миша весьма близки развиваемым Д. С. Коржинским, Ю. А. Кузнецовым и другими исследователями представлениям о мантийном происхождении растворов, являющихся агентами гранитоидного магмообразования. Д. С. Коржинский (1952) и Ю. А. Кузнецов (1952, 1964) считают, что растворы глубинного происхождения, являющиеся продуктами дифференциации вещества Земли, содержат в своем составе преимущественно компоненты гранитной магмы, а поэтому и воздействие, оказываемое ими на преобразуемые породы, сводится к установлению равновесия между составом пород (или возникшей за их счет магмы) и составом самих растворов. При избытке привносимого вещества и длительности воздействия

конечным результатом преобразования будет приобретение породой (или расплавом) состава, близкого к составу гранитной эктектики.

Из этих представлений следует, что многоминеральность и состав, типичный для гранитоидов, присущи не только магматическим породам, они могут быть свойственны и породам, образовавшимся путем метасоматоза. По этому поводу К. Менерт пишет: «...образование гранитоидных пород является весьма сложным процессом. Физико-химические условия, необходимые для этого процесса, неоднократно возникают в ходе орогенического развития. Поэтому особенности тех горных пород, которые мы объединяем под петрографическим понятием «граниты» (в самом широком смысле этого слова), отражают состояние геохимического равновесия при соответствующих условиях давления и температуры плп, во всяком случае, явно стремятся к нему. Это «гранитное» равновесие должно наиболее четко проявляться при медленной кристаллизации глубоких магм соответствующего состава... Однако оно (это равновесие) достигается не только при магматическом, но и при ином способе образования гранитов» (Менерт, 1963, стр. 133).

Подводя итог рассмотрению генетической значимости группы признаков гранитоидных пород — наличие гипидиоморфнозернистой структуры, многоминеральность, близэктетктический состав, наличие зональных плагноклазов, — можно сделать вывод о том, что эти признаки присущи гранитоидам, относящимся к различным генетическим разновидностям, а потому не могут быть использованы в качестве критериев для определения происхождения гранитоидных plutонов.

Помимо только что рассмотренных генетически неоднозначных признаков, существуют и такие, которые вроде бы присущи лишь определенной разновидности гранитоидов, однако, несмотря на это, и они не могут быть рекомендованы в качестве критериев, потому что генетическая определенность их не представляется бесспорной и требует более основательного подтверждения, хотя сами наблюдения, несомненно, весьма интересны. К такого рода признакам можно отнести, во-первых, отмеченные некоторыми исследователями различия в характере двойникования плагноклазов различного происхождения. М. Гораи (Gorai, 1951), например, изучая двойникование плагноклазов в породах Японии, обнаружил, что альбитовые и периклиновые (аклиновые) двойники характерны для плагноклазов как магматических, так и метаморфических пород, тогда как карлсбадские и альбит-карлсбадские двойники свойственны плагноклазам главным образом только вулканических и плутонических

пород, но не являются обычными для пород метаморфического происхождения. Такое же распределение типов двойникования плагиоклазов было обнаружено М. Горан и в гранитоидах. В гомогенных массивах с резкими контактами двойникование плагиоклазов соответствует «изверженному» типу, тогда как в гранитоидных телах, ассоциированных с гнейсами, с которыми они связаны постепенными переходами, развит «метаморфический» тип двойникования плагиоклазов. С этими результатами согласуются и наблюдения И. Тоносаки (Tonosaki, 1967) над характером двойникования плагиоклазов в роговиках юго-западной части о. Хоккайдо. Здесь обнаружены главным образом периклиновые и альбитовые двойники, тогда как карлсбадские и альбит-карлсбадские весьма редки.

Различный характер двойникования плагиоклазов в разных по составу и, как предполагается, по происхождению гранитоидных породах плутона, расположенного вблизи г. Кеуруу, Финляндия, описан М. Фелици (Felici, 1964). Этим исследователем было изучено распределение типов двойникования плагиоклазов в гранодиоритах и гранитах, входящих в состав сложного плутона. Обнаружилось, что и в гранодиоритах, и в гранитах есть плагиоклазы, сдвойникованные по альбитовому закону, но альбит-карлсбадский тип двойникования характерен только для плагиоклазов гранитов, которые, по мнению М. Фелици, формировались из расплава, а альбит-переклиновый закон отмечается только у плагиоклазов из гранодиоритов, образовавшихся метасоматическим путем.

На генетическое значение особенностей двойникования плагиоклазов указывает и Л. А. Варданянц (1966), отмечая, что в магматических условиях плагиоклаз, независимо от размера его кристаллов, обнаруживает постоянную склонность и способность к образованию комплексных двойников. В противоположность этому в метаморфических и метасоматических условиях образуются почти всегда только простые двойники.

Результаты изучения типов двойникования плагиоклазов в гранитоидах различного происхождения и в метаморфических породах весьма интересны, однако вряд ли можно сейчас рекомендовать основанные на них выводы в качестве инструмента для установления генезиса гранитоидных тел. Эти результаты, несомненно, требуют более глубокого теоретического либо более широкого статистического обоснования, прежде чем их можно будет использовать в указанных целях, а следовательно, их достоверность должна быть проверена на объектах, происхождение которых достаточно уверенно установлено при помощи более обоснованных критериев.

Примерно такое же положение в настоящее время существует и с возможностью установления генезиса гранитоидных тел путем изучения степени упорядоченности входящих в их состав полевых шпатов. Достаточно широко распространено мнение о том, что степень упорядоченности является выражением температуры формирования полевых шпатов, а поэтому, определив ее, можно выяснить, скажем, магматическое или немагматическое происхождение породы. Например, Д. Рейнольдс (Reynolds, 1952) подметила, что оптические свойства плагноклазов из вулканических пород отличаются от оптических свойств плагноклазов plutonic и метаморфических пород. Указывая на то, что при экспериментальной кристаллизации силикатных расплавов получались лишь плагноклазы с такими же оптическими свойствами, что и плагноклазы из вулканических пород, и называя их «высокотемпературными», Д. Рейнольдс отмечает отсутствие таких плагноклазов в гранитоидных породах. В состав этих пород входят плагноклазы, по оптическим свойствам сходные с плагноклазами метаморфических пород, т. е. с так называемыми низкотемпературными плагноклазами, причем это рассматривается как доказательство метасоматического происхождения гранитоидов.

В отношении щелочных полевых шпатов сходные мысли были высказаны В. Мармо (Marmo, 1959), который, правда, отметил, что помимо температуры существенное значение имеет и режим кристаллизации. Он предполагает, что если температура превышает определенный предел, то может возникнуть лишь сравнительно неупорядоченная разновидность $K-Na$ полевого шпата — ортоклаз, тогда как при более низких температурах характер возникающей минеральной разновидности будет определяться уже скоростью протекания процесса. При медленном течении процесса, например при различных метаморфических реакциях, образуется более упорядоченная разновидность — микроклин, а при процессах более быстрых — кристаллизация расплавов в условиях эксперимента или процесс осадкообразования — возникает опять же ортоклаз. Поэтому микроклиновые граниты рассматриваются В. Мармо как породы, образовавшиеся метасоматическим путем.

Обсуждая вопрос об обоснованности геологической интерпретации степени упорядоченности полевых шпатов, Г. М. Гапеева соглашается с тем, что «... статистически проверенные петрологические исследования показывают, что неупорядоченные структуры свойственны только полевым шпатам, выделяющимся из расплава, т. е. обусловлены их относительно быстрой кристаллизацией» (Гапеева, 1964, стр. 26). В то же

время, как отмечает Г. М. Гапеева, упорядоченные структуры, возникающие в условиях более низких температур, характерны для «...полевых шпатов, образовавшихся метасоматически или хотя и выделившихся из расплава, но затем подвергшихся метасоматическим преобразованиям» (Гапеева, 1964, стр. 27).

Впрочем, правильность этих представлений можно считать сильно поколебленной, если учесть, что в нескольких недавних сообщениях приведены сведения о фактическом материале, прямо противоречащем им. Так, в некоторых граптоидных массивах Японии в одной и той же породе обнаружены упорядоченные плагиоклазы, частично упорядоченные и неупорядоченные. Часто степень упорядоченности во внутренних частях зерен отличается от таковой внешних частей, причем по периферии плагиоклаз более неупорядочен, чем в ядре (Ким, Sako, 1967).

Еще более расходящиеся с привычными представлениями сведения сообщают Д. Гловер и П. Хоземан (Glover, Hoesmann, 1967). Им установлено, что в девонских известняках и песчаниках Карнарвонского бассейна в Западной Австралии зерна обломочных микроклина или ортоклаза обрастают аутигенными оболочками, состоящими из высокого санидина, низкого санидина и санидина-ортоклаза. Присутствие высоконеупорядоченных модификаций связывается либо с более быстрым, чем обычно, ростом изученных калишпатов, либо с наличием факторов, препятствующих переходу в более упорядоченное состояние.

Таким образом, и степень упорядоченности полевых шпатов вряд ли может быть использована как генетически определенный признак при изучении способа образования граптоидных плутонов.

Это особенно касается каликатровых полевых шпатов, у которых, как указывает А. С. Марфунин (1962), современный облик и строение целиком обусловлены превращениями в твердом состоянии. Вместе с тем А. С. Марфунин отмечает, что при рассмотрении геолого-петрографического значения различных типов полевых шпатов надо анализировать не просто их свойства, а, скорее, явления преобразования, происходящих в полевых шпатах, причем не только упорядочения, но и распада и двойникования, которые все вместе и определяют свойства полевых шпатов. В монографии А. С. Марфунина, посвященной полевым шпатам и содержащей — помимо массы нового фактического материала и описаний методики определения минералов — подробный обзор литературы, отме-

чается, что многие из применяющихся приемов определения полевых шпатов методически ошибочны. Поэтому и основанные на этих определениях геологические выводы вряд ли можно считать бесспорными. По мнению А. С. Марфунина, положение сейчас таково, «... что, если методика структурно-оптических определений сведена к ряду стандартных приемов, анализ геологического значения упорядочения требует еще накопления точно измеренных и осторожно интерпретируемых фактов. Рассмотрение геологического распределения структурно-оптических типов полевых шпатов в крупных регионах, магматических и метаморфических комплексах, в различных генетических типах пород и экспериментальные исследования фазовых превращений в суболдусе позволяют перейти от эмпирических обобщений к установлению точной зависимости между структурным состоянием и условиями образования полевых шпатов» (Марфунин, 1962, стр. 241). Таким образом, определение происхождения полевых шпатов и пород, содержащих эти минералы, по их структурно-оптическим особенностям является еще делом будущего, и в настоящее время применение этих особенностей в качестве критериев при выяснении генезиса гранитоидных тел вряд ли возможно.

Все перечисленные выше признаки (гипидноморфнозернистое строение, близзвектический состав, зональные плагиоклазы, многоминеральность состава, характер двойникования плагиоклазов и степень упорядоченности полевых шпатов) являются, как во всяком случае стремился показать автор, признаками генетически неоднозначными, причем определяются они путем изучения лишь самых гранитоидных пород, так сказать, не выходя за контакты плутонов. Это позволяет еще раз подчеркнуть низкую в генетическом отношении ценность изолированного изучения особенностей строения и состава гранитоидов. Сколько-нибудь определенные выводы о происхождении гранитоидных тел могут быть получены только в том случае, когда состав пород, слагающих эти тела, детально сравнивается с составом вмещающих толщ. Можно рекомендовать проводить такое сравнительное изучение по двум направлениям, первое из которых сводится к выявлению характера изменений минерального и химического состава при переходе от вмещающих пород к гранитоидам, а второе заключается в отыскании таких особенностей или состава гранитоидных пород, которые унаследованы от пород, вмещающих изучаемые плутоны. Иными словами, надо, во-первых, определить, происходит ли изменение состава при

переходе от вмещающих пород к гранитоидным, а если происходит, то каким образом: путем непрерывного постепенного изменения или внезапного преобразования на границе соприкосновения двух пород. Во-вторых, следует установить, содержатся или не содержатся в гранитоидной породе реликты окружающих пород. Реликтами могут быть как отдельные породообразующие или акцессорные минералы, достаточно устойчивые в изменяющихся условиях, так и те особенности химического состава, которые воспринимает новообразованная гранитоидная порода — например, какие-либо характерные для исходного матерьяла химические элементы или их соотношения.

Имеющиеся материалы, хотя и немногочисленные, достаточно ясно показывают, что состав гранитоидов, образовавшихся путем кристаллизации внедрившейся магмы, не зависит от состава вмещающих пород. Минеральный и химический состав таких гранитоидов бывает весьма однообразным на всей площади выхода плутона, и, как уже отмечалось, лишь некоторые структурные изменения выявляются в приконтактных частях, где гранитоиды более мелкозернисты, так как кристаллизация магмы здесь происходит быстрее. Такая устойчивость состава гранитоидов и независимость его от состава вмещающих пород свойственны, например, плутону Бар-Андлау, расположенному в Северных Вогезах во Франции (Waard de, 1951). Впрочем, гораздо лучше эта особенность заметна не на массивах, залегающих, подобно массиву Бар-Андлау, в однообразных по составу толщах, а в тех случаях, когда плутон контактирует с разными по составу породами либо когда группа одновременно и одинаково образовавшихся массивов располагается в различных по составу вмещающих породах. Именно в таких условиях находятся, например, массивы интродуцированных гранитоидов в горах Бэртуз, штат Монтана, США (Rouse et al, 1937), залегающие в разных по составу эффузивных и осадочных породах, но не проявляющие никаких изменений состава в связи с различиями в составе вмещающих пород.

Еще более показательны в этом отношении плутоны района Кавказских Минеральных Вод (Соболев, 1959). Они залегают в самых разных по составу вмещающих породах (глины, аргиллиты, песчаники, мергели, известняки), но тем не менее имеют весьма сходный состав, колебания в котором если и обнаруживаются, то никак не зависят от состава вмещающих пород, а скорее, являются следствием изменений в питающем магматическом очаге. Независимость состава гранитоидов от

окружения особенно хорошо заметна при изучении магматических тел на глубину. Один и тот же массив прорывает на разной глубине разные осадочные породы, однако состав слагающих его гранитов остается постоянным, вне зависимости от того, с какими породами соприкаются гранитоиды.

Совершенно не зависящим от среды становления интрузивов оказывается и содержащийся во внедрившихся гранитоидах набор акцессорных минералов. Иногда даже устанавливается вполне определенная связь между набором и свойствами акцессорных минералов в гранитоидах и породах, расположенных гораздо глубже уровня формирования магматической камеры. Р. Н. Соболевым (1966) на примере Коккудуктюбинского массива в Казахстане показано, что необычные для гранитоидов акцессорные минералы, такие, как ставролит, силлиманит, анатаз, гранат, андалузит, были вынесены в магматическую камеру вместе с магмой, в которую они попали в результате переработки глубоко залегающих докембрийских слюдяно-полевошпатовых и амфиболитовых парасланцев. Эти метаморфические породы образовались путем изменения мергелистых и песчано-глинистых пород и содержат значительные количества таких минералов метаморфического происхождения, которые встречаются среди акцессориев Коккудуктюбинского массива. Р. Н. Соболев подчеркивает, что во вмещающих интрузив породах и в зоне ороговикования эти минералы не обнаружены.

Таким образом, можно констатировать, что при переходе от вмещающих пород к магматическим интродуцированным гранитоидам на контакте этих двух сред происходит резкое скачкообразное изменение таких их свойств, как особенности химического и минерального состава, так что гранитоиды, образовавшиеся путем внедрения глубоинной магмы, не связаны в своем составе с вмещающими породами и ведут себя в этом отношении вполне автономно.

Если состав внедрившихся гранитоидов не проявляет зависимости от состава окружающих пород, то этого нельзя сказать о гранитоидах, образующихся путем магматического замещения, которые в процессе своего образования наследуют отдельные минералы или особенности химического состава, свойственные исходному субстрату. Так, в гранитоидных массивах Западной Сибири, залегающих среди основных эффузивов, характеризующихся повышенным содержанием золота, наблюдаются более высокие концентрации этого элемента, чем в гранитоидных плутонах, располагающихся среди осадочных толщ. Описавшие эту особенность Ю. Г. Щербаков и Г. А. Пержогин (1963) объясняют ее тем, что массивы неинтродуциро-

ванных магматических гранитоидов были сформированы за счет переработки эффузивных толщ и унаследовали высокие содержания золота.

Унаследование гранитоидами некоторых особенностей химического состава исходного осадочного субстрата установлено А. И. Тугариновым и Э. Е. Вайнштейн (1959) при изучении различных массивов Украины. Обнаруженное этими авторами отчетливое сходство содержания циркония в осадочных породах и гранитоидах, по их мнению, свидетельствует о вероятном образовании гранитоидов за счет исходных осадочных толщ. Это предположение подтверждается тем обстоятельством, что для гранитоидов характерны те же значения отношения содержания циркония и гафния, что и для вмещающих пород.

Помимо некоторых особенностей химического состава, в том числе таких тонких, как вариации в содержаниях элементов-примесей, неинтродуцированные магматические гранитоиды наследуют от исходных пород и минеральные реликты. В работе А. И. Тугаринова и Э. В. Вайнштейн (1959) упоминаются, например, результаты сравнительного изучения цирконов из некоторых гранитоидных тел Силезии и из вмещающих последние пород. Установлено, что в гранитоидах циркон необычен, его зерна построены зонально: внутренние части представлены округлыми окатанными ядрами, которые обрастают поздним цирконом, придающим зерну в целом подморфные очертания. Обнаруженное сходство округлых ядер цирконов в гранитоидах с окатанными зернами этого минерала во вмещающих породах объясняется как результат унаследования циркона в процессе образования гранитоидов за счет вмещающих пород.

Генетическое значение отдельных второстепенных минералов, выяснение происхождения которых позволяет в той или иной степени расшифровать механизм формирования гранитоидных плутонов, было подмечено еще в прошлом веке. М. Леви (Levy, 1893) писал, что некоторые гранитоидные массивы Франции, не оказывающие механического воздействия на окружающие их толщи и сформировавшиеся путем медленного усвоения пород, место которых они занимают, содержат узелки кордиерита, имеющие общее региональное удлинение. Эти узелки являются реликтами боковых пород, поглощенных гранитоидами на месте.

В качестве реликтового минерала, кроме наиболее часто встречающегося циркона и несколько реже кордиерита, описан силлиманит. В батолите Айдахо вблизи ксенолитов в гранитоидах содержится до 5% силлиманита. По сведениям Ц. Ленгстона (Langston, 1935), он является реликтовым минералом и сви-

детельствует об усвоении гранитоидным расплавом вмещающих пород.

Различия между магматическими неинтродуцированными и магматическими интродуцированными гранитоидами не ограничиваются тем, что в первых могут быть обнаружены минеральные реликты исходных пород или же характерные для последних содержания определенных химических элементов. Гранитоиды, образовавшиеся путем магматического замещения, как предопределяет сам способ их образования, характеризуются еще и явной зависимостью своего химического состава от состава исходных толщ. Особенности состава исходных пород сохраняются при их расплавлении, а затем наследуются кристаллизующимися из этого расплава гранитоидами. Об этом неоднократно писал Ф. Н. Шахов (1960, 1966), а Ю. А. Кузнецов прямо указывал на то, что «...плутоны, образовавшиеся на месте путем магматического замещения, обнаруживают ясную зависимость своего состава от состава замещенных пород» (Кузнецов, 1964, стр. 236).

Наиболее близки по составу вмещающим породам гранитоиды, слагающие небольшие по размеру тела. Такие мелкие плутоны, входящие в гранодиорит-тоналитовый комплекс Горного Алтая, сложены преимущественно кварцевыми диоритами, которые в крупных плутонах слагают лишь приконтактовые участки и обнаруживают постепенные переходы к тоналитам и гранодиоритам, располагающимся в центральных частях этих массивов (Слободской, 1964). Из табл. 1 видно, что кварцевые диориты весьма сходны по составу с песчано-алевролитовыми породами горноалтайской серии, за счет которых сформировались гранитоидные массивы. По мере приближения к центру массивов в составе пород все большее участие принимают элементы, характерные для гранитной эвтектики (щелочи, кремнезем), и все меньше становится избыточных по отношению к этой эвтектике компонентов (железа и магния). Это и обуславливает возникновение свойственной для плутонов неинтродуцированных магматических гранитоидов зональности внутреннего строения. Возможные причины появления подобной зональности в ходе развития процесса магматического замещения были вкратце рассмотрены выше, при анализе особенностей внутреннего строения гранитоидных плутонов.

Следовательно, при переходе от вмещающих пород к неинтродуцированным магматическим гранитоидам происходит резкое изменение структурных особенностей породы и ее минерального состава при сохранении — во всяком случае, в эндоконтактовой зоне плутона — химического состава. Несколько особый

Таблица 1

№	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
1	59,46	3,76	0,85	0,37	14,23	1,88	2,91	1,38	6,26	2,34	0,22	0,08	3,46	0,39	4,75	1,54	2,59	1,10	1,70	0,41	0,21	0,03
2	60,83	1,74	0,63	0,14	15,49	0,86	2,60	0,71	4,75	1,14	0,11	0,09	3,05	0,89	5,76	0,95	2,76	0,57	1,98	0,38	0,12	0,03
3	62,84	3,84	0,60	0,16	16,48	1,01	2,70	0,73	3,54	1,07	0,11	0,08	2,61	0,84	5,75	1,24	1,98	0,40	1,91	0,42	0,14	0,04
4	64,63	3,14	0,57	0,11	15,91	1,05	2,60	0,56	3,32	0,89	0,10	0,04	2,22	0,66	5,55	0,81	1,96	0,63	2,23	0,71	0,13	0,03
5	67,02	2,85	0,51	0,10	15,47	0,75	1,96	0,51	2,41	0,58	0,08	0,03	1,66	0,41	4,30	0,92	2,66	0,44	2,85	0,51	0,10	0,04

Примечание. Результаты химических анализов: 1 — песчано-алевритовые породы горноалтайской серии (10 анализов); 2—5 — породы гранодиорит-гюаляитового комплекса Горного Алтая: 2 — кварцевые диориты (20 анализов), 3 — мелкозернистые тоналиты (15 анализов), 4 — среднезернистые тоналиты (18 анализов), 5 — гранодиориты (12 анализов). \bar{X} — среднее содержание, S — среднее квадратичное отклонение.

случай представляют собой лишь гранитоидные массивы, формирующиеся путем замещения карбонатных толщ.

Естественно, что здесь претерпевает самые глубокие изменения и химический состав, однако, как будет показано позже, формирование массивов в карбонатных породах сопровождается возникновением скарновой оболочки, которая развивается метасоматически по исходным породам, так что их состав постепенно изменяется и сблизжается с составом замещающего расплава.

В итоге обычно наблюдается известное сходство состава гранитоидов и пород, слагающих внутреннюю зону скарновой оболочки.

Массивы метасоматических гранитоидов отличаются от гранитоидов обеих рассмотренных разновидностей тем, что при переходе к ним от вмещающих пород все свойства изменяются постепенно, если только изменяются вообще. В некоторых сравнительно редких случаях при переходе от боковых пород к метасоматическим гранитоидам не происходит изменений ни минерального, ни химического состава и преобразованием подвергается лишь структура породы.

Пример такой перекристаллизации песчаника в гранитоидную породу, не сопровождавшейся изменением состава, описан Г. Кумбсом (Coombs, 1950), изучавшим последовательность превращения эоценовых песчаников в кварц-плагноклаз-микроклиновые породы, не отличимые от содержащихся во многих коллекциях эталонных «нормальных» гранитов. Гранитоидный облик породы возникает в результате постепенного преобразования песчаников, сложенных обломочными зернами кварца, плагноклаза и калиевого полевого шпата размером 1—2 мм, цементированными мелкозернистым материалом, который окрашен гидрокислами железа и состоит из кварца, мусковита, биотита и глинистых частиц. В начальную стадию изменения происходит осветление цемента в связи с возникновением в нем эпидота и начинается рост обломочных зерен полевых шпатов и кварца, входящих в состав песчаника. Размеры зерен увеличиваются путем слияния нескольких зерен вместе, а также путем замещения цемента. При этом преобразуются формы минеральных зерен, которые в исходном песчанике были типичными обломочными, а в процессе роста стали сначала сложными с неправильными контурами, часто бухтообразными, а затем полевые шпаты приобрели присущие им правильные кристаллические формы, а зерна кварца — форму оставшихся свободными промежутков между зернами полевых шпатов, т. е. явно ксеноморфные очертания.

Рост зерен полевых шпатов и кварца путем поглощения и замещения соседних зерен и цемента приводит к постепенному уменьшению количества материала исходной породы, однако следы исходного материала могут быть обнаружены даже в конечном продукте преобразований — в породе, имеющей уже облик «нормального» гранита. Это, прежде всего, реликты цемента, сохранившегося кое-где между крупными зернами и имеющего тот же состав, что и цемент песчаника, затем сохранившиеся в новообразованных крупных зернах кварца очертания исходных обломочных кварцевых зерен, заметные благодаря тому, что пылевидный материал, покрывавший исходные зерна, остался незамещенным в процессе роста минералов. К следам исходного материала можно отнести и наблюдаемое иногда мозаичное строение крупных зерен плагноклаза, являющихся, по сути дела, агрегатом более мелких зерен олигоклаза, отдельные составные части в котором к тому же отделены друг от друга тонкими альбитовыми каемками.

В описанном случае образование гранитоидной породы сводится практически к простой перекристаллизации песчаника, причем не только химический, но и минеральный состав преоб-

разуемой породы почти не меняется. Все изменения сводятся к структурной перестройке исходного вещества, в результате чего обломочная структура песчаника сменяется структурой, весьма близкой к гипидноморфнозернистой, а порода превращается в гранитоидную. Характерно, что структурные изменения происходят постепенно, так что в породе по мере перемещения от менее измененных к более измененным разновидностям непрерывно изменяются количественные соотношения между исходным материалом и новообразованиями, объем новообразованных минералов постепенно увеличивается одновременно с уменьшением количества вещества исходной породы.

Случай метасоматического гранитообразования, подобные описанному, когда изменения, испытываемые исходными породами в процессе трансформации их в гранитоиды, весьма незначительны, сравнительно редки. К таким почти изохимическим преобразованиям сводится так называемая статическая гранитизация, протекающая в послерогенных условиях и описанная П. Мишем (Mish, 1942₂) на примере образования гранитоидов путем структурной перестройки исходных осадочных пород, сопровождавшейся изменением минерального состава, но протекавшей в условиях сохранения химического состава. В Юго-Восточном Китае в порфиридные гранодиориты была преобразована толща почти горизонтально залегающих средне-мезозойских песчаных аргиллитов и глинистых песчаников, сложенных мелкими обломочными зернами кварца, цементированными очень тонким глинистым материалом, окрашенным оксидами железа. Развивающиеся изменения приводят сначала к незначительной перекристаллизации цемента осадочных пород, в нем появляется каолиновый материал и иногда различные серпидит, хлорит, карбонаты, эпидот и щелочной полевои шпат. Дальнейшие преобразования заключаются в том, что состав цемента становится существенно калишпатовым, а весь агрегат мелких обломочных зерен кварца и таких же или еще более мелких зерен каллевого полевого шпата превращается, по сути дела, в основную массу, поскольку в породе появляются сначала одиночные порфиробласты плагиоклаза (ритмично-зональный олпгоклаз № 25—30), щелочного полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита, а затем их количество увеличивается, так что порода в целом приобретает облик порфиридного гранодиорита.

По данным П. Миша, это постепенное преобразование минерального состава и структурных особенностей исходных пород не сопровождается сколько-нибудь существенными изменениями их химического состава. Сформировавшиеся за счет крас-

поцветных песчано-глинистых пород порфиридные граптолиты унаследовали от исходного вещества почти целиком его состав. Отличие заключается лишь в несколько большем содержании натрия в гранитоидных породах. Натрий, как полагает П. Миш, был привнесен в процессе гранитизации и вошел в состав образовавшегося в большом количестве олигоклаза. Кальций для анортитовой составляющей плагиоклаза был получен за счет содержавшегося в цементе породы карбонатного материала, который явился также источником магния, вошедшего в состав биотита и роговой обманки. Железо, нужное для образования темноцветных минералов, содержалось в исходной породе в виде тонкорассеянного гематита, примесь которого и обусловила красноцветный облик породы. Затем, в начальную стадию изменений оно вошло в состав хлорита и эпидота, образовавшихся в перекристаллизованном цементе, а после разложения этих минералов было использовано для формирования порфиробластов роговой обманки и биотита. Содержания кремнезема и глинозема в исходной породе были, как полагают, вполне достаточными, чтобы обеспечить преобразования минерального состава в процессе гранитизации, и заметных изменений при этом не претерпели.

Сравнительное изучение исходных песчано-глинистых пород и новообразованных гранитоидов позволило установить, что хмический состав породы при ее гранитизации почти не менялся, а минеральный состав и структурные особенности менялись постепенно. Кроме этого, путем сравнительного изучения было обнаружено, что в порфиридном гранодиорите содержатся вещественные остатки преобразованных красноцветных пород. В крупных зернах различных минералов, являющихся породообразующими компонентами уже гранитоидной породы, наблюдаются включения, представленные мелкими зернами или агрегатами таких зерен, причем устанавливается полное тождество этих включений с материалом в различной степени измененных исходных песчано-глинистых пород. Реликты песчано-глинистых пород содержатся в порфиридных гранодиоритах не только в виде включений в зернах породообразующих минералов, но и выполняют промежутки между этими зернами, представляя собой мелкозернистую основную массу порфиридной породы.

В гораздо более обычных случаях гранитизации, которую П. Миш называет синкинематической (Mish, 1949₃) и которая протекает в синорогенных условиях, а часто является и складчатой, преобразованиям подвергаются самые разные по составу исходные породы: от известняков до кварцитов, в том

числе различные силикатные породы. Если в зоне сингинема-тической гранитизации расположены исходные породы, по составу близкие к гранитоидам, то преобразования носят изохимический характер, как, например, при формировании гранитоидов за счет порфиров в Златоустовском районе Урала, где, по данным Г. М. Виноградской (1963), гранитизация сводится к изменениям лишь минерального состава и структуры. Впрочем, располагающиеся здесь же, среди порфиров прослойки темных сланцев — биотитовых, амфиболовых, биотит-амфиболовых и цоцитовых — были преобразованы в такие же гранитоиды, какие возникали за счет порфиров, а это свидетельствует уже о существенных изменениях химического состава, происшедших при гранитизации темных сланцев.

Значительные изменения химического состава в процессе гранитизации могут быть проиллюстрированы на примере образования гранитоидов за счет метаморфических существенно меланократовых пород в Уфалейском районе Урала. По сведениям Г. М. Виноградской (1964), трансформация амфиболита в гранито-гнейсы сопровождалась уменьшением содержания в породе железа, окиси кальция и магния и одновременным привнесением кремнезема и щелочей (табл. 2). Преобразование в Уфа-

Таблица 2

Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	Сумма
1	48,60	1,75	12,65	6,28	10,29	0,05	10,15	7,57	0,10	1,90	1,15	100,12
2	74,66	0,17	13,15	0,95	1,56	0,06	0,45	0,22	4,90	3,56	0,51	100,19

Примечание. Результаты химических анализов: 1 — амфиболит; 2 — гранито-гнейс.

лейском массиве амфиболита в гранитоидную породу, по данным петрографического изучения, как уже отмечалось нами при описании характера контактов гранитоидных плутонов, происходило совершенно постепенно. В начальной стадии амфиболит обогащается плагиоклазом и превращается в фельдшпатизированный амфиболит, в котором появляется кварц и увеличивается количество плагиоклаза за счет дальнейшего уменьшения количества амфибола, так что порода постепенно переходит в плагиогнейс. Состав амфибола при этом сохраняется и отвечает обыкновенной роговой обманке, а плагиоклаз становится все более кислым, и если в амфиболите он представлен основным андезином, то в гнейсе это уже олигоклаз или альбит-олигоклаз. Дальнейшие преобразования заключают-

ся в биотитизации амфибола и микроклинизации плагиоклаза и постепенном переходе плагиогнейса сначала в микроклиновыи гнейс, а затем в гранит, который имеет обычно сходный с гнейсом минеральный состав, но отличается от него менее выраженной полосчатой и гнейсовидной текстурой, большей однородностью, более равномернозернистой структурой, которая к тому же становится гипидиоморфнозернистой, хотя еще заметны кое-где реликтовые участки с гранобластовой структурой.

Таким образом, гранитоиды, слагающие плутоны, которые в своем формировании не проходили стадию расплава, могут отличаться от исходных пород лишь по структуре, что, впрочем, представляет собой сравнительно редкий случай, так как большей частью отличия наблюдаются и в минеральном, и в химическом составе. Весьма важным является по обстоятельству, что структура, минеральный и химический состав меняются от исходной породы к гранитоидной совершенно постепенно, так что провести какую-либо границу между разновидностями пород и установить, что уже является гранитоидом, а что им не является, практически невозможно.

Помимо этого, для метасоматических гранитоидов характерно наличие реликтов исходных пород, обнаруживаемых здесь гораздо чаще, чем в магматических неинтродуцированных гранитоидах. В некоторых случаях ими могут быть зерна сравнительно устойчивых породообразующих или аксессуарных минералов. Например, в Западном Узбекистане, по данным А. Ф. Свириденко (1960), в дайках метасоматических аплитовых пород, особенно в их призальбандовых частях, содержатся крупные зерна кварца и плагиоклаза, которые определяются как реликтовые, сохранившиеся при формировании аплитов за счет крупнозернистых гранодиоритов и гранитов. Зерна эти в той или иной степени замещены аплитовым материалом, а их принадлежность к реликтам вмещающих гранитоидов подтверждается, помимо сходства во внешнем облике, единством состава плагиоклазов, которые и в реликтах, и во вмещающих гранитоидах соответствуют олигоклаз-андезиту № 28—30, тогда как плагиоклазы аплита представлены почти чистым альбитом № 3—4.

Правда, зерна породообразующих минералов исходной породы довольно редко сохраняются вплоть до конечных стадий преобразований, а поэтому и находки реликтов в метасоматических гранитоидах не столь часты. Более обычны реликты не породообразующих, а аксессуарных минералов, которые содержались в исходной породе, а затем в процессе ее преобразования сохранились и могут быть распознаны в возникшей грани-

тоидной породе. Так, Г. М. Виноградская (1963) упоминает о случае гранитизации кордиеритовых сланцев, когда часть кордиерита осталась незамещенной и в виде отчетливо реликтового минерала присутствует в гранито-гнейсе, являющемся продуктом гранитизации.

Ф. Эккельман и А. Полдерварт (Eskelman, Poldervaart, 1957) проследили, как происходило преобразование зерен циркона, содержащихся в метаморфизованных осадочных породах, в процессе метасоматической гранитизации этих толщ. Цирконы в метаосадочных породах присутствуют преимущественно в виде просто окатанных зерен и окатанных с зонами нарастания. В породах переходной зоны — мигматизированных исходных породах и гранито-гнейсах — содержатся зерна цирконов различного облика, причем в менее гомогенных участках цирконы сходны с цирконами исходных пород, а в более гомогенных участках зерна уже не просто окатаны, а имеют зоны нарастания или отростки. Такие же зерна циркона присутствуют и в центральной части плутона, где они обнаруживаются в мигматизированных породах и неоднородных гранито-гнейсах, тогда как в более гомогенных гранитных фациях встречаются уже цирконы с эвгдральными очертаниями. Ф. Эккельман и А. Полдерварт полагают, что пространственное размещение различных морфологических разновидностей циркона есть следствие изменений зерен этого минерала в процессе метасоматической гранитизации.

Циркон подвергся детальному изучению с целью выяснения характера его изменений в процессе преобразования породы, в которой он содержится. А. Полдерварт (Poldervaart, 1950) даже предлагает использовать результаты изучения облика цирконов в качестве критериев гранитизации. Им установлено, что цирконы из магматических пород имеют отношение длины к ширине больше 2, тогда как зерна этого минерала из осадочных пород, как правило, округлы и степень удлинения у них меньше 2. Поэтому обнаружение в гранитоидах зерен циркона со степенью удлинения меньше 2 может, по мнению А. Полдерварта, свидетельствовать об образовании этих гранитоидов за счет пеких осадочных пород.

Действительно, в ряде случаев эти морфологические особенности цирконов использованы как диагностический признак при определении способа образования гранитоидов. Например, Ф. Эккельман и Д. Калп (Eskelman, Kulp, 1956) при изучении гранитоидных массивов Кранберри и Гендерсон, расположенных в западной части штата Северная Каролина, США, кроме прочих признаков, свидетельствующих об образовании этих

гранитоидов из осадочных пород, установили, что содержащиеся в гранитоидах цирконы имеют явно «осадочное» происхождение. Такие же цирконы, характерные для осадочных пород, обнаружены в гнейсах и кварцевых диоритах осевой зоны Центральных Пиренеев, причем кварцевые диориты образовались из пелитовых, а гнейсы — из псаммитовых осадочных пород (Verspuck, 1961). Как признак образования гранитоидов путем гранитизации использовано наличие окатанных цирконов также в некоторых гранитоидах Индии (Sen, 1966).

В некоторых случаях, когда преобразование протекает достаточно интенсивно, в гранитоидах, являющихся конечным продуктом этого процесса, не сохраняются минералы исходной породы. Однако и тогда удается иногда распознать среди минералов, слагающих гранитоиды, такие, которые унаследованы если не от исходных пород, то от пород, находящихся на промежуточных стадиях преобразования. Так, в северо-западной части Гималаев гранитоидный массив Нанга-Парбат образовался, по данным П. Миша (Mish, 1949₁), путем метасоматической гранитизации преимущественно докембрийских аргиллитов. Между аргиллитами и гнейсовидными гранитами, слагающими внутренние части массива, располагается целая гамма пород, промежуточных по составу и степени метаморфизма. По направлению к гранитоидам глинистые породы постепенно сменяются слюдяными сланцами, последние дальше переходят в биотитовые гнейсы, затем располагаются кианитовые сланцы и гнейсы и силлиманитовые гнейсы. В породах кианитовой зоны начинают появляться порфиробласты микропертита, и порода в местах их скопления постепенно приобретает облик очкового гнейса. В тех местах, где зерна полевых шпатов образовались вдоль плоскостей сланцеватости, возникали полосчатые гнейсы, причем обе разновидности гнейсов по мере увеличения количества лейкократового материала переходят в грубозернистые гнейсовидные граниты.

Естественно, в этих породах, являющихся конечным продуктом гранитизации, не сохранились минералы или участки исходных глинистых пород, однако они содержат некоторые минералы, характерные для пород, отвечающих промежуточным стадиям преобразования. Так, в гнейсах обнаруживаются зерна кианита, в той или иной степени замещенного калиевым полевым шпатом, а биотит и в гнейсах, и в гнейсовидных гранитах, как устанавливается, группируется в полоски и замещается калиевым полевым шпатом и кварцем. И кианит, и биотит в гнейсах и гранитах являются реликтовыми минералами, сохранившимися как продукты промежуточной стадии гранит-

тизации. Особенно это относится к кванциту, возникшему, как полагает П. Миш, в процессе пзохимического метаморфизма аргиллитов, которым начиналась гранитизация. Затем в условиях привноса кванцит замещался образующимся микропертитом и сохранялся в очковых и полосчатых гнейсах как явно неравновесный реликтовый минерал. Биотит, образующийся в процессе преобразования исходных аргиллитов в биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, тоже сохраняется при дальнейшей микроклинизации, причем формы его нахождения в участках интенсивной гранитизации могут быть различными. Он входит в состав остаточных полос биотитовых сланцев, чередующихся с более интенсивно гранитизированными разновидностями — полосчатыми и очковыми гнейсами, а при дальнейшем развитии процесса фельдшпатизации сохраняется в гнейсах в виде тонких полосок и одинаково с ними ориентированных отдельных пластинок, количество которых уменьшается по мере перехода от гнейсов к грубозернистым гранитам.

При образовании метасоматических гранитоидов возможно наследование от исходных пород не только минеральных реликтов, но и некоторых особенностей химизма. Интересный случай подобного наследования железистости темноцветных минералов выявлен С. Б. Лобач-Жученко и Н. И. Яскевич (1966) в Юго-Западной Карелии. Здесь значительные площади сложены лижнепротерозойскими гранитоидами, отвечающими по составу ряду кварцевый диорит — плагиогранит — гранодиорит — гранит. Эти разновидности гранитоидов представляют собой гранитизированную серию пород, связанных друг с другом постепенными переходами, и не образуют обособленных массивов. Среди гранитоидов сохранились в виде различных по размерам реликтов породы субстрата — амфиболиты, амфибол-проксерновые и амфиболовые сланцы архейского возраста. Железистость биотитов из различных гранитоидов района, определенная по результатам химических анализов и оптических измерений, значительно ниже, чем обычная железистость биотитов из гранитоидных пород, и сравнима с железистостью биотитов из габбро, диоритов и основных гнейсов. Примечательно то, что железистость биотитов из различных гранитоидов района постоянна и не зависит от содержания в этих породах кремнезема, которое меняется примерно от 62 до 72%. С. Б. Лобач-Жученко и Н. И. Яскевич считают, что «...низкая железистость биотитов, близкая к железистости метаморфических и гранитизированных основных пород и постоянная на всей площади развития гранитоидов, подтверждает полевые наблюдения о

том, что субстратом для метасоматических гранитоидов послужили породы основного состава, сохраняющиеся в виде реликтов среди гранитоидов» (Любач-Жученко, Яскевич, 1966, стр. 44).

Выводы. На основе приведенных в этом разделе сведений можно сделать следующие выводы. Во-первых, такие признаки, как наличие у гранитоидов гнидиоморфнозернистых структур и зональных плагноклазов, многоминеральность породы и ее близзвтектический состав, а также степень упорядоченности полевых шпатов и характер двойникования плагноклазов, не являются генетически определенными, а поэтому не могут быть рекомендованы как критерии для определения способа образования гранитоидов. Во-вторых, генетически обоснованные выводы могут быть сделаны лишь на основе сравнительного изучения строения и состава (минерального и химического) гранитоидов и вмещающих пород. При таком изучении следует определять наличие и характер изменений в структуре и составе при переходе от вмещающих пород к гранитоидам, а также наличие в гранитоидах минеральных реликтов или характерных содержаний определенных элементов, унаследованных от вмещающих пород.

Далее следует отметить, что гранитоиды, образовавшиеся в результате внедрения глубинного расплава, не проявляют никакой зависимости от строения или состава вмещающих толщ. При переходе от последних к гранитоидам изменяются все петрографические и химические характеристики, причем изменяются резко. В гранитоидах этой разновидности не обнаруживаются какие-либо реликты окружающих их пород.

Магматические неинтродуцированные гранитоиды постоянно отличаются от исходных пород по структуре и минеральному составу, причем эти изменения происходят не постепенно, как у метасоматических гранитоидов, а резко. Вместе с тем гранитоиды этой разновидности сходны с вмещающими породами по своему химическому составу, особенно если они слагают plutоны небольших размеров или эндоконтактовые части крупных массивов. В таких гранитоидах, как и в метасоматических, с которыми они сходны в том отношении, что и те, и другие образуются «на месте», обнаруживаются реликтовые минералы и химические элементы, унаследованные от исходных пород.

И, наконец, метасоматические гранитоиды могут отличаться от исходных пород лишь по своей структуре. Этот случай, впрочем, достаточно редкий, гораздо чаще отличия наблюдаются и в минеральном, и в химическом составах. Для метасоматических гранитоидов характерны совершенно постепенные изменения при переходе от вмещающих пород к плутоническим.

В них обнаруживаются реликтовые минералы исходных пород или же пород, являющихся продуктами промежуточных ступеней преобразования. В некоторых случаях метасоматические гранитоиды могут наследовать от исходных пород характерные содержания или соотношения определенных химических элементов.

ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Характер и интенсивность изменений вмещающих пород довольно редко используются для определения механизма формирования гранитоидных плутонов, на контактах которых эти изменения наблюдаются. Возможно, это связано с тем, что вопрос о соответствии между характером изменений и способом образования плутонов все еще не вполне ясен, хотя им и занимаются уже в течение столетия, причем существующие в настоящее время представления о природе так называемого контактового метаморфизма не только значительно отличаются друг от друга, но и на первый взгляд резко противоречивы. Между тем анализ имеющегося материала позволяет установить, что противоречия эти во многом кажущиеся. Возникновение их обусловлено наличием различных типов контактовых изменений, причем изменения определенного типа приурочены к гранитоидным массивам вполне определенной генетической разновидности.

Этим, очевидно, и объясняются разногласия в мнениях о природе изменений вмещающих пород, которые возникли между французской и немецкой школами в конце прошлого века. Утверждения французских геологов о том, что «контактовые явления изверженных пород заключаются в изменении ранее существовавшей породы, обладавшей специфическими, присущими ей свойствами, под влиянием минерализующих агентов, по большей части сопровождающихся летучими или растворенными элементами, которые, задерживаясь в изменяемой породе, более или менее полно преобразовывали ее химический состав» (Lacroix, 1898, цит. по Риду, 1949, стр. 218), точно так же справедливы, как и представления немецких петрографов. По их мнению, «можно формулировать закон, что при контактовом метаморфизме изверженная порода, взаимодействуя с глубинными породами, действовала чисто физически, совершенно не воздействуя химически. Химический анализ контактовых пород в различных стадиях их преобразования показал, что за исключением летучих веществ, как, например, воды и углекислоты, в их составе изменений не произошло. В действитель-

ности все свелось к молекулярным перераспределениям. Изверженная порода является причиной этого перераспределения, вызывая своим появлением новые условия температуры и давления, а осадочная порода дает материал для этого перераспределения» (Rosenbusch, 1896, цит. по Риду, 1949, стр. 218).

Столь резкие различия в точках зрения французских и немецких геологов на характер контактовых изменений обусловлены тем, что эти изменения изучались на разных объектах. Массивы, на которых работали А. Лакруа и Мишель-Леви, судя по таким признакам, как отсутствие структурных нарушений во вмещающих породах, наличие неперемещенных ксенолитов и реликтовых минералов, а также отчетливо выраженные эндоморфные изменения, образовались на месте. Плутон Бар-Андау, при изучении которого Г. Розенбушем были сформулированы представления об изохимическом характере контактового метаморфизма, образовался путем активного механического внедрения глубинной магмы. Об этом свидетельствуют такие признаки, обнаруженные сравнительно недавно де Ваардом (Waard de, 1951), как высокая степень гомогенности гранитоидов, слагающих массив, закаленные эндоконтактовые оторочки и — самое главное — отчетливо выраженные структурные нарушения вмещающих осадочных толщ и несоответствие между строением этих толщ и внутренней структурой плутона.

Впрочем, связь между характером изменений вмещающих пород и способом образования гранитоидных плутонов была подмечена довольно давно. Еще П. Термьер писал: «...если гранит окружен узким ореолом, то это должно означать, что гранит пришел откуда-то уже в готовом виде, если же гранит окружен широким ореолом метаморфических пород, то он образовался на месте...» (Termier, 1904, цит. по Риду, 1950, стр. 334). Эти представления разделял Х. Рид (1950, 1957), сходных взглядов придерживается и Ю. А. Кузнецов (1949, 1955₁), который считает, что механизм формирования гранитоидных плутонов некоторым образом зависит от условий глубинности, причем определенной фациальной разновидности гранитоидных тел соответствует и вполне определенный тип изменений вмещающих пород.

Незначительная ширина ореола контактово-измененных пород вокруг массивов интродуцированных магматических гранитоидов обусловлена самим способом образования этих плутонов. Формирование магматической камеры при этом происходит путем механического перемещения расплавленной массы, скорость движения которой превышает скорость смещения изотерм, так что расплав, занявший возникшую тем или иным пу-

тем (раздвигание вмещающих пород, опускание их блоков и пр.) магматическую камеру, приходит в соприкосновение со значительно более холодными боковыми породами. При падении интрузивного давления, под которым происходит внедрение, наступает кристаллизация, причем резкий температурный перепад на контакте внедрившегося магматического тела обуславливает возникновение эндоконтактных закаленных или мелкозернистых оторочек. Одновременно происходит и прогрев вмещающих пород, которые при этом преобразуются в контактовые роговики. Строение пояса роговиков, окружающих гранитоидные плутоны, зональное, что связано с увеличением степени изменения вмещающих пород по мере приближения к массиву и со сменой минеральных ассоциаций все более высокотемпературными.

Надо сказать, что минеральные ассоциации роговиков, связанные с массивами интродированных магматических гранитоидов, могут быть, как указывает В. А. Жариков (1959), весьма сходными, если не аналогичными, с минеральными ассоциациями роговиков, опоясывающих тела гранитоидов, образовавшихся путем магматического замещения. Во всяком случае, автору не известны работы, описывающие различия между минеральными ассоциациями роговиков, связанных с двумя разновидностями магматических гранитоидов — интродированными и неинтродированными. Поэтому минеральный состав роговиков, появление которых связано с процессом формирования гранитоидных массивов путем магматического замещения, по всей видимости, имеет те же особенности, что и роговики вообще, описанные в широко известных работах Х. Вильямса и др. (1957), Ф. Тернера и Д. Ферхугена (1961), Н. А. Елисеева (1959), У. Файфа и др. (1962).

Во внешней зоне контактового ореола обычно располагаются роговики, минеральные ассоциации которых относятся к альбит-эпидот-роговиковой фации, а состав зависит от состава вмещающих пород. При образовании песчано-сланцевых пород возникающие роговики во внешней зоне имеют состав кварц-альбит-мусковит-биотит или же кварц-альбит-эпидот-слюды. Ороговикование основных эффузивов приводит к появлению ассоциаций альбит-эпидот-актинолит-хлорит-кварц. Ближе к контакту, а иногда и в самой внутренней зоне, в непосредственном контакте с гранитоидной породой располагаются породы фации роговообманковых роговиков. В минеральные ассоциации этой фации входят кварц, микроклин, мусковит, биотит, андалузит, кордирит и плагиоклаз — для роговиков, образовавшихся при изменении исходных пелитовых пород. Роговики по песчаникам

представлены обычно ассоциациями кварц-плагноклаз-микроклин-биотит-мусковит или кварц-плагноклаз-микроклин-биотит-роговая обманка, а изменение основных пород приводит к появлению роговиков с минеральными ассоциациями плагноклаз-роговая обманка и плагноклаз-роговая обманка-диопсид, причем в состав двух последних ассоциаций могут входить кварц и биотит. Наконец, в самых внутренних зонах контактовых ореолов могут быть встречены породы фации пироксеновых роговиков, формирование которых происходит в условиях высоких температур, препятствующих образованию водных силикатов, за исключением биотита. По глинистым породам возникают роговики, в состав которых могут входить кварц, ортоклаз, андалузит, корднерит, плагноклаз, биотит и гиперстен. Преобразование же основных эффузивов приводит к возникновению минеральных ассоциаций плагноклаз-гиперстен и плагноклаз-диопсид-гиперстен, к ним могут добавляться кварц и ортоклаз.

Основные отличия роговиков, сопровождающих массивы внедрившихся гранитоидов, от роговиков, опоясывающих плутоны, образовавшиеся путем магматического замещения, заключаются в том, что вокруг тел внедрения роговики обычно проявлены гораздо скромнее. К тому же процесс ороговикования не сопровождается в этом случае изменениями химического состава метаморфизуемой породы.

Не так давно В. Питчер и Х. Рид (Pitcher, Read, 1963) показали, что в Северо-Восточной Ирландии характер контактового метаморфизма вполне определенным образом зависит от механизма формирования гранитоидных плутонов, располагающихся в этом районе. Наиболее интенсивные изменения вмещающих пород здесь связаны с гранитоидами, образующимися путем замещения исходных толщ. Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород вокруг подобных плутонов достигает нескольких километров. Значительно более узкие ореолы контактового изменения окружают гранитоидные плутоны, образовавшиеся в результате внедрения глубинной магмы. Мало того, оказалось, что различная интенсивность контактовых процессов свойственна даже отдельным разновидностям плутонов в пределах самой группы интродуцированных гранитоидов. Более интенсивно эти процессы действовали при формировании тел активного механического внедрения, вокруг которых вмещающие породы изменены на расстоянии до полутора километров от контактов с гранитоидами. Гораздо слабее процессы контактового изменения проявились вокруг гранитоидных массивов, возникших в связи с образованием кальдер проседания. Ороговикование вокруг этих плутонов, достигающих размеров

в несколько десятков километров, заметно в приконтактной полосе шириной всего несколько десятков метров, а иногда и несколько метров.

Отсутствие значительных контактовых преобразований вмещающих пород свойственно также многим другим известным массивам интродуцированных гранитоидов, расположенным в различных районах мира. Например, Ф. Тернер и Д. Ферхуген (1964) отмечают, что гранитный массив, расположенный в северной части о. Арран, Западная Шотландия, сформировавшийся путем активного механического внедрения магмы, имеет размеры около 120 км^2 , а ширина ореола роговиков около него измеряется всего несколькими десятками метров. Крайне незначительные изменения вмещающих пород сопровождают и одни из самых крупных тел внедрения — плутоны Брандберг и Эронго в Юго-Западной Африке. Далее, на расстоянии всего нескольких метров в песчано-глинистых породах и через 10—20 м в известняках уже не заметно воздействия на вмещающие породы вблизи плутонов района Кавказских Минеральных Вод, образовавшихся в результате диапирового протыкания магматическими телами осадочных пород. Этот перечень можно было бы продолжить, однако и приведенных сведений, пожалуй, достаточно, чтобы показать незначительность контактовых изменений, происходящих во вмещающих породах при формировании массивов интродуцированных магматических гранитоидов.

Другой особенностью процесса контактового метаморфизма в связи с гранитоидными телами внедрения является изохимический его характер. Отсутствие изменений в химическом составе при роговиковании вмещающих пород было обнаружено Г. Розенбушем при изучении контактовых ореолов плутона Бар-Андлау в Северных Вогезах. В начале этого раздела уже отмечалось, что плутон Бар-Андлау, как это теперь установлено, сформировался в результате активного механического внедрения гранитоидной магмы. Такое же отсутствие изменений химизма пород установлено В. Питчером и Р. Синха (Pitcher, Sinha, 1958) в экзоконтактной зоне плутона Ардара в Северо-Восточной Ирландии, который, по данным М. Акаада (Akaad, 1956), является диапиром. Изохимический характер носят также изменения вмещающих пород на контактах гранитоидных тел внедрения в районе Кавказских Минеральных Вод, где силикатные осадочные породы претерпевают лишь обжиг, а карбонатные — мраморизацию. Такая же картина характерна и для кальдеровых плутонов Юго-Западной Африки (Martin et al., 1960). То, что массивы интродуцированных гранитоидов оказывают чисто термальное воздействие на вме-

щающие породы, в которых при этом не происходит сколько-нибудь существенных изменений химического состава, отмечается Ф. Тернером и Д. Ферхугеном (1961), Х. Ридом (1957), Ф. К. Шипулиным (1960) и др.

Несмотря на сходство минеральных ассоциаций роговиков, образующихся на контактах массивов непетрудированных гранитоидов, с минеральными ассоциациями соответствующих фаций в роговиках, возникающих под воздействием внедрившейся глубинной магмы, эти две разновидности контактово-измененных пород все же имеют различия между собой. К таким признакам относятся особенности химического состава роговиков (в сравнении с химическим составом неороговикованных вмещающих пород) и, как будет показано дальше, некоторые геологические соотношения роговиков с гранитоидами.

Для роговиков, окружающих гранитоидные массивы, камеры которых сформировались путем усвоения магмой вмещающих пород или, иными словами, путем магматического замещения, характерны изменения химического состава по сравнению с исходными породами. Расположенные вблизи таких массивов роговики, как показали наблюдения, содержат больше количества мафических компонентов, чем неизменные вмещающие тела петрудированных гранитоидов и возникающих в результате пзохимических преобразований вмещающих пород. Обогащение мафическими компонентами роговиков вблизи плутонов непетрудированных гранитоидов связано с выносом этих компонентов из магматической камеры под воздействием потока глубинных эманаций, в результате чего формирующееся гранитоидное тело приобретает концентрически-зональное строение. Как уже отмечалось при описании внутреннего строения гранитоидных плутонов, сходство составов гранитоидов в периферических частях непетрудированных массивов с составом исходных пород и более кислый состав магматических пород в центральных частях массивов, очевидно, связаны с выносом избыточных мафических компонентов из магматической камеры. Иногда удается установить, что вынесенные из расплава мафические компоненты производят базификацию вмещающих пород, вследствие чего состав роговиков более основной, чем неизмененных пород. Такого рода явления описаны на примерах некоторых гранитоидных плутонов Центрального Казахстана В. С. Коптевым-Дворниковым и другими геологами (Коптев-Дворников, 1953; Коптев-Дворников и др., 1960). Эти авторы отмечали, что усвоение вмещающих пород в процессе формирования магматической камеры сопровождалось перемещением

к контактам железа, магния и кальция, которые попадали в магму при расплавлении вмещающих пород, и выносом их за пределы массива. Это послужило причиной отчетливо выраженной амфиболизации роговиков, а также появления в контактах массивов пород, по составу более основных, чем породы, усвоенные при формировании массива.

Изучение методами спектрального анализа ороговикованных пород из контактовых зон некоторых гранитоидных массивов Горного Алтая, образовавшихся путем магматического замещения, показало, что в роговиках по сравнению с неизмененными породами заметно повышается содержание элементов-примесей, относящихся к группе железа: Ni, V, Cr, Ti, Mn. Концентрации этих элементов в роговиках вблизи контакта с гранитоидами в 1,5—3 раза выше, чем в исходных породах, что может быть объяснено лишь их выносом из магматического тела.

Гораздо отчетливее результаты выноса мафических компонентов из магматической камеры в экзоконтакты проявляются в том случае, когда изменениям подвергаются вмещающие породы карбонатного состава. Образующиеся при этом скарны настолько сильно отличаются по составу от замещаемых пород, что значительный привнос вещества из магмы вполне очевиден. Правда, состав карбонатных пород во многом определяет состав возникающих метасоматитов, так что при замещении доломитов образуются скарны, в состав которых входят магнезиальные минералы, а скарны, возникшие путем замещения известняков, сложены минералами существенно кальциевыми. Из этих двух разновидностей скарнов, образующихся в магматическую стадию становления гранитоидных плутонов при магматическом замещении карбонатных пород, чаще встречаются и лучше изучены скарны магнезиального состава. Подробные описания состава и строения этих скарнов, а также соображения о процессах их образования можно найти в работах В. А. Жарикова (1959, 1960), В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко (1965), Л. И. Шабынина (1961), В. П. Комарова (1959), Е. Н. Граменицкого (1966) и других исследователей. Строение тел магнезиальных скарнов четко зональное, причем обычно выделяются следующие типы зональности (в направлении от доломита к гранитоидной породе): 1) кальцифир (форстерит + шпинель + кальцит + периклаз), 2) форстеритовый скарн (форстерит + шпинель + кальцит), 3) пироксеновый скарн (пироксен + шпинель + кальцит) или же 1) форстеритовый скарн или кальцифир (форстерит + шпинель + кальцит), 2) форстерит-диопсидовый скарн (форстерит + диопсид + шпинель), 3) пироксеновый скарн (пироксен + шпинель).

Известковые скарны магматической стадии встречаются по сравнению с магнезиальными гораздо реже. Вполне вероятной причиной этого, как предполагали Р. Дэли (1936) и В. П. Комаров (1959), может являться значительная разница в температурах диссоциации доломита и кальцита. Более низкая температура разложения доломита (740° при $P=1 \text{ атм}$), по сравнению с кальцитом (898° при $P=1 \text{ атм}$), возможно, и обуславливает большую его способность к реакции с гранитоидной магмой, результатом чего и является большая распространенность магнезиальных скарнов с связи с гранитоидными плутонами, образовавшимися путем магматического замещения.

Строение тел известковых скарнов магматической стадии, судя по имеющимся довольно многочисленным описаниям, обычно бывает простым и признаков зональности не проявляет, хотя в некоторых случаях и осложняется в результате наложения поздних стадий скарнообразования, связанных уже с постмагматическим этапом становления массивов. В состав ранних известковых скарнов в качестве непременно присутствующего минерала входит пироксен, который иногда является единственным минералом, слагающим скарны. По данным П. Эскола (Eskola, 1922), мономинеральный пироксеновый скарн ($\text{Di}_{69} \text{Ged}_{31}$) был обнаружен на контакте гнейсовидных гранитов с известняками в штате Массачусетс, США. О сходном случае обнаружения известкового скарна, слагающего маломощную — до 3—10 см — оторочку, которая непрерывно окаймляет очень неровный контакт гранодиоритового массива с мраморами на побережье Охотского моря и состоит из диопсида, упоминает Е. Н. Граменицкий (1966). В других случаях в состав скарнов магматической стадии, кроме пироксена, входит основной плагиоклаз. Например, встреченные в Горном Алтае известковые скарны, образовавшиеся в процессе формирования путем магматического замещения камеры Усть-Чуйского гранитоидного плутона, состоят из пироксена состава авгита-ферроавгита ($\text{Vol}_{40} \text{En}_{30} \text{Fer}_{30}$) и плагиоклаза № 78, находящихся в непостоянных количественных соотношениях. Скарны слагают полосу шириной от нескольких до 50—60 см и представляют собой породу с тонкозернистой структурой, близкой к офитовой (Слободской, 1968). Сходные с этими пироксенплагиоклазовые скарны, развивающиеся по ксенолитам известняка в гранитоидах района Донегол, Ирландия, описаны А. Гинди (Gindy, 1953). Помимо пироксена и основного плагиоклаза, в составе скарнов подобного происхождения отмечается гранат. Так, С. Ноккольдсом и Д. Скун, (Nockolds, Scoon, 1965)

в контактах Фламанвильского гранитоидного массива во Франции обнаружены скарны следующего состава: плагиоклаз (лабрадор № 66) 39%, широксен ($\text{Гед}_{64}\text{Ди}_{36}$ до $\text{Гед}_{70}\text{Ди}_{30}$) 32%, гранат ($\text{Гросс}_{59}\text{Андр}_{41}$ до $\text{Гросс}_{37}\text{Андр}_{63}$) 27% и сфен 1%.

Образование скарнов — и магнезиальных, и известковых — именно в магматическую стадию, одновременно с формированием камеры гранитоидных плутонов путем магматического замещения устанавливается по следующим признакам. Во-первых, отличительным признаком метасоматитов магматической стадии является то, что магматические породы, в контакте с которыми они развиваются, не несут следов одновременных метасоматических изменений. Это обусловлено тем, что гранитоидные породы во время формирования ранних скарнов были в расплавленном состоянии. Во-вторых, возникновение скарнов в стадию существования расплава подтверждается наличием в них неизменных секущих жилков — апофиз гранитоидов. Далее, об этом же свидетельствуют и встречающиеся иногда в гранитоидах ксенолиты скарнов. Кроме того, для зонально построенных скарнов доказательством возникновения их в стадию существования расплава является резкое нарушение при переходе к гранитоидной породе закономерного для всей колонки изменения минерального состава скарнов.

Таковы особенности состава и строения скарнов, образующихся в магматическую стадию. Эти особенности позволяют утверждать, что гранитоидные плутоны, в контактах которых располагаются такие скарны, образовались путем магматического замещения карбонатных пород. Действительно, перечисленные признаки свидетельствуют не только о том, что скарны формировались в магматическую стадию образования гранитоидного плутона, но и о том, что возникновение их приурочено к прогрессивной стадии развития массива, когда магматическая камера последовательно и постепенно увеличивалась за счет замещения вмещающих карбонатных пород. Пересечение скарнов гранитоидными жилками, а также смена минеральных ассоциаций скарнов минеральными ассоциациями неизменных гранитоидов, особенно наличие в гранитоидах ксенолитов скарнов, в том числе претерпевших дезинтеграцию, могут рассматриваться как доказательства постоянного наступления гранитоидного материала (представляющего собой, очевидно, расплав) на скарны. Таким образом, скарны магматической стадии, состав которых является промежуточным между составом карбонатной и гранитоидной пород (а у зональных скарнов состав к тому же постепенно изменяется в сторону все большего сближения с составом гранитоидов), представляют собой промежу-

точную стадию, которую проходит карбонатная порода в процессе замещения ее гранитоидным расплавом.

Такой ход событий представляется несомненным, хотя источники пополнения гранитоидного расплава, занимающего все увеличивающийся в процессе замещения карбонатных пород объем магматической камеры, могут быть не вполне ясными. В одних случаях геологическая обстановка позволяет предполагать поступление гранитоидной магмы, возникающей путем расплавления силикатных пород, непосредственно подстилающих замещаемые карбонатные толщи, как это могло быть в центральной части Горного Алтая при формировании массивов гранодиорит-тоналитового комплекса. (Слободской, 1968). В других случаях допускают, что объем гранитоидного материала возрастает за счет привноса соответствующих компонентов глубинными эманациями. Так или иначе, но формирование гранитоидных плутонов в карбонатных толщах в процессе замещения, очевидно, происходит путем постепенного разрастания магматической камеры, которая постоянно окружена оболочкой скарнов. Скарны представляют собой, по сути дела, своеобразную камеру, где происходит постепенное преобразование состава вещества в процессе замещения карбонатной породы гранитоидным расплавом.

Иными словами, появление скарнов магматической стадии предшествует появлению гранитоидной магмы, причем это характерно для каждой точки плутона, сформировавшегося путем замещения карбонатных толщ.

Возвращаясь к роговикам, заметим, что, судя по геологическим взаимоотношениям их с неинтрудированными магматическими гранитоидами, так называемые контактовые роговики при формировании гранитоидных массивов путем магматического замещения предшествуют появлению гранитоидного расплава. Об этом неоднократно писал Ф. Н. Шахов (1956, 1960, 1966), отмечая, что апофизы гранита в роговики часто сопровождаются развитием в последних диафторических изменений. По мнению Ф. Н. Шахова, рождение гранитной магмы — последнее явление в цепи событий: региональный метаморфизм → контактовый метаморфизм → магма. Сходные соображения о соотношениях во времени процессов ороговикования и магмообразования при формировании автохтонных гранитоидных плутонов высказывает и Ю. А. Кузнецов (1966). По его мнению, фронту магмообразования предшествует фронт перекристаллизации и образования контактовых роговиков, возникающих в результате прогрева и пропитывания растворами вмещающих пород.

Эти представления подтверждаются в ряде случаев фактическим материалом. Так, В. В. Ляховичем (1952) описан пример преобразования гранитной магмой обломков вмещающих пород, подвергшихся уже к этому моменту ороговикованию. К таким же выводам пришел и В. С. Коптев-Дворников (1953), изучавший взаимодействие гранитоидной магмы и вмещающих пород при формировании массивов Центрального Казахстана. В. С. Коптев-Дворников приводит свидетельство того, что вмещающие породы сначала были ороговикованы, затем претерпели дополнительные изменения, приведшие к их амфиболитизации, и лишь после подверглись расплавлению, или, вернее, усвоению магматическим расплавом. О том, что возникновение роговиков в связи с плутонами, образовавшимися путем магматического замещения, происходит в прогрессивную стадию формирования массивов, пишет и В. А. Жариков (1959). По его мнению, об этом свидетельствует замещение менее высокотемпературных минеральных ассоциаций в роговиках более высокотемпературными, в частности образование кальцит-пироксеновых роговиков на месте кальцит-тремолитовых пород, как это наблюдалось в Западном Кармазаре. К такого же рода фактам следует, очевидно, отнести и случаи обнаружения в гранитоидах реликтовых минералов вроде силлиманита, кордиерита или андалузита, которые образовались при ороговиковании вмещающих пород и затем сохранились в гранитоидном материале после того, как он заместил роговики. Такие случаи описаны Мишель-Леви (Levy, 1893) для некоторых массивов Франции, Ц. Ленгстоном (Langston, 1935) для батолита Айдахо, США, и Г. Д. Афанасьевым (1963) для массива двуслюдяных гранитов, расположенного на р. Чегем на Кавказе.

Помимо перечисленных достаточно известных фактов, в последнее время были получены новые доказательства более раннего — по сравнению с гранитоидами, образовавшимися путем магматического замещения, — формирования роговиков. Этими доказательствами являются геологические взаимоотношения между роговиками, гранитоидами и обнаруженными в экзоконтактах массивов кварцевыми жилами — продуктами гидротермальной минерализации, протекавшей в прогрессивную стадию формирования гранитоидных плутонов (Слободской, 1967). Новизна этого материала позволяет изложить его несколько подробнее. Упомянутые кварцевые жилы были встречены при изучении примерно десяти гранитоидных массивов, расположенных в Центральном и Северо-Западном Алтае и Нарыме. Все эти массивы, сложенные преимущественно гранодиоритами и тоналитами, относятся к

группе батолитовых формаций и, судя по ряду признаков, образовались «на месте» в результате кристаллизации магмы, возникшей путем расплавления вмещающих песчано-алевролитовых толщ, которые не претерпели предварительно сколько-нибудь заметного регионального метаморфизма. В процессе формирования массивов вмещающие их породы были ороговикованы. Ширина ореола роговиков достигает иногда 1,5—2,5 км, не бывая меньше нескольких сотен метров. Состав роговиков некоторым образом зависит от состава исходных пород. По алевролитовым сланцам образуются кварц-плагноклаз-биотитовые роговики, а при метаморфизме песчаников темноцветная составляющая бывает представлена амфиболом. Вблизи массивов в составе роговиков обнаруживается кордиерит, а в некоторых случаях в связи с plutонами, образовавшимися, судя по отдельным признакам, на несколько больших глубинах, поблизости от контактов в роговиках появляются андалузит и альмандин.

Гидротермальная минерализация прогрессивной стадии формирования гранитоидных plutонов, представленная зональными кварцевыми жилами, проявлена в роговиках в пределах узкой — не шире нескольких десятков метров — полосы, непосредственно примыкающей к контактам массива. Полоса с кварцевыми жилами протягивается не только вдоль внешних контактов гранитоидных тел, но и обнаруживается в роговиках вдоль контактов останцов вмещающих пород, расположенных в гранитоидах и имеющих размеры до нескольких сотен метров. И в этом случае в роговиках останца, повторяя все изгибы контакта, прослеживается полоса, в которой расположены ранние кварцевые жилы. Описанные особенности — полная подчиненность размещения кварцевых жил очертаниям контактов гранитоидных массивов и отсутствие их в удалении от массивов — свидетельствуют о том, что жилы связаны своим происхождением с гранитоидами. Это подтверждается также отсутствием в районах расположения массивов каких-либо более ранних, чем гранитоиды, проявлений магматизма или метаморфизма, с которыми можно было бы связать возникновение кварцевых жил.

О связи кварцевых жил с рядом находящимися гранитоидными телами свидетельствует и закономерная зональность в расположении жил различной мощности относительно гранитоидных тел. В удалении от контакта, на расстоянии нескольких десятков метров от него в роговиках встречаются лишь тонкие жилки мощностью до нескольких миллиметров. По мере приближения к контакту мощность жил увеличивается и до-

стигает нескольких десятков сантиметров. Строение жил сложное, центральные части заняты кварцем, а состав периферических оторочек бывает различным и зависит от фациальных условий формирования соответствующих гранитоидных plutонов. У жил, сопровождающих более глубокие массивы, оторочки имеют кварцево-полевошпатовый состав, а жилы, связанные с менее глубинными массивами, имеют внешние зоны, сложенные эпидотом, к которому иногда добавляется гранат.

Описываемые жилы имеют неровные границы. К ним обычно тяготеют гнездообразные скопления эпидота либо полевых шпатов. Сформированы жилы путем замещения роговиков и являются образованиями, несомненно, более поздними, чем роговики. В свою очередь, взаимоотношения кварцевых жил с гранитоидами (рис. 28) свидетельствуют о том, что гранитоиды, которые пересекают жилы и содержат их реликты в виде ксенолитов, образовались позже жил. Таким образом, выявленные возрастные взаимоотношения между роговиками, кварцевыми жилами и гранитоидами свидетельствуют о том, что в процессе формирования массивов неуплотненных магматических гранитоидов сначала происходит ороговикование вмещающих пород, затем в них образуются кварцевые жилы, после чего и начи-

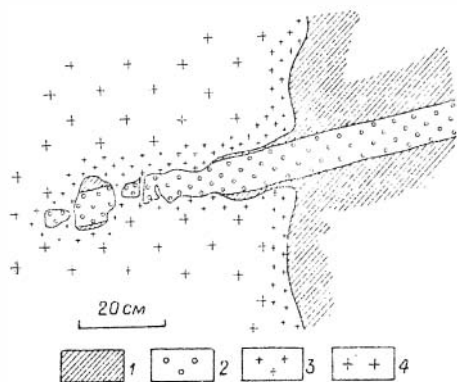


Рис. 28. Пересечение гранитоидом кварцевой жилы.

1 — роговики, 2 — кварцевая жила, 3 — мелкозернистый гранодиорит, 4 — среднезернистый гранодиорит.

нается усвоение преобразованных подобным образом пород гранитоидным расплавом. Иными словами, при формировании гранитоидных массивов путем магматического замещения контактовые изменения, к которым относятся ороговикование вмещающих пород и образование в них ранних кварцевых жил, предшествуют появлению расплава.

Такие соотношения возникают вследствие того, что формирование магматической камеры в этом случае происходит путем постепенного перемещения фронта магмообразования, перед которым также постепенно перемещается зона прогрева, и

преобразования вмещающих пород. Как и при образовании метасоматических гранитоидов, появление неинтродуцированных магматических гранитоидов — это конечный результат ряда все нарастающих изменений исходных пород. Разница заключается в том, что при формировании метасоматических гранитоидов все преобразования вплоть до конечных стадий происходят совершенно постепенно, а образование неинтродуцированных магматических гранитоидов связано с резкими качественными изменениями состояния вещества — с появлением расплава. Последнее обстоятельство делает особенно затруднительным изучение промежуточных продуктов процесса магмообразования, поскольку, как указывает Ю. А. Кузнецов (1966), в условиях повышающихся температур в течение процесса магмообразования редко создаются условия для сохранения каких-либо реликтов первичного вещества, преобразующегося в магму, либо промежуточных продуктов этого преобразования.

В применении к телам метасоматических гранитоидов понятия «изменения вмещающих пород», «контактовый метаморфизм», или же «контактовые изменения», ставятся несколько условными, поскольку, как уже отмечалось, у этих плутонов сама поверхность контакта отсутствует. Граньца между гранитоидами и вмещающими породами проводится чисто условно, ибо отличить, что уже является гранитоидом, а что еще им не является, невозможно. Помимо затруднений с самим выделением «вмещающих» пород, оказывается, что изменения, которые испытывают эти породы, приводят к совершенно постепенному преобразованию их в породы, имеющие облик и состав гранитоидов. По сути дела, процесс изменения вмещающих пород в этом случае совпадает с процессом гранитообразования и появление гранитоидной породы есть конечный результат этого изменения. П. Терье писал: «Если на Монблане имеются гнейсы и слюдяные сланцы, то это не потому, что там имело место внедрение гранита. Наоборот, гранит образовался среди этих отложений под действием той же причины, которая превратила осадочные породы в кристаллические» (Terrier, 1904, цит. по Риду, 1949, стр. 222). Предполагают, что возможной причиной гранитизации и связанного с ней метаморфизма является подъем высоконагретого гранитизирующего материала из глубинных слоев Земли по пронцаемым структурам типа глубинных разломов (Хорева, 1966; Кузнецов, 1966). В результате воздействия потоков глубинного вещества исходные породы в непосредственной близости к глубинным разломам преобразуются в гранитоиды, являющиеся продуктом наиболее интенсивных изменений, а по мере удаления от гранито-

пдов степень преобразования пород уменьшается, что обусловливает возникновение метаморфической зональности.

Изменения исходных пород при метасоматическом гранитообразовании имеют вполне определенную направленность и приводят к появлению минеральных ассоциаций, относящихся к амфиболитовой либо к низам эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В абиссальных условиях глубинности, наиболее характерных для плутонов метасоматических гранитоидов, исходные породы преобразуются в кристаллические сланцы и гнейсы, которым, по сведениям Ю. А. Кузнецова (1949, 1951), свойственны минеральные ассоциации фации гранатовых амфиболитов. Эти минеральные ассоциации возникают в процессе метасоматического гранитообразования как в том случае, когда оно протекает в породах более высокой — грауוליтовой фации метаморфизма, так и в случае, когда исходные породы были ранее метаморфизованы до сравнительно низких ступеней.

Регрессивный метаморфизм пород грауוליтовой фации в связи с формированием гранитоидных тел отмечается Е. К. Ковригиной (1966) и описан Ю. А. Кузнецовым (1941) на примере Енисейского кряжа. Здесь гранитоидные массивы располагаются в породах Канского метаморфического комплекса, которые характеризуются минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов, т. е. парагенезисами плагноклаз + диопсид + гиперстен + плагноклаз + гиперстен + альмандин, и отсутствием амфиболов, сфена и минералов эпидотовой группы. Эти породы вблизи плутонов Посольненского комплекса испытывают регрессивный метаморфизм с приобретением ассоциаций, характерных для амфиболитовой фации. Ю. А. Кузнецов отмечает, что здесь «...развиты пачки биотит-плагноклазовых гнейсов, обладающих составом из кварца, олигноклаза и биотита, иногда с примесью граната, силлиманита и эпидота, перемежающиеся с пачками плагноклазовых амфиболитов, которые характеризуются обыкновенной роговой обманкой и средним плагноклазом, причем в некоторых случаях появляется обильный красный гранат, в других сфен и эпидот. Судя по ряду переходных разностей и реликтовым структурам, эти амфиболиты образуются за счет прроксен-плагноклазовых пород Канского комплекса. Биотит-плагноклазовые гнейсы обладают совершенно одинаковым химическим составом с гранатовыми гнейсами Канского комплекса и образовались, по-видимому, за счет последних. Таким образом, повторный метаморфизм здесь выразился прежде всего в замещении граната биотитом, а прроксенов — амфиболами, причем в некоторых случаях одновременно в результате реакции между ортопрроксеном и плагноклазом

развивается новый красный гранат. Характерным для этого метаморфизма является также понижение основности плагиоклаза, причем освобождающаяся анортитовая молекула идет на образование эпидота и одновременно за счет пльменита образуется сфен» (Кузнецов, 1941, стр. 140). В отдельных участках регрессивный метаморфизм приводит к еще более сильным изменениям, в результате которых породы обогащаются метасоматически развивающимся микроклином, причем одновременно амфибол замещается биотитом, иногда же развивается щелочная роговая обманка.

Сходные диафторические изменения сопровождают образование гранитоидов Уфалейского массива на Урале, где гранитизация подверглись породы, дважды испытавшие до этого региональный метаморфизм и превращенные в амфиболиты и гранат- и пироксеносодержащие породы типа эклогитов. В результате диафтореза, по сведениям Г. М. Виноградской (1964), темноцветные минералы замещаются биотитом, плагиоклаз становится более кислым (олигоклаз вместо лабрадора и андезина), а затем замещается микроклином, причем одновременно в квантовых сланцах за счет кванта образуется мусковит.

В районе Нанга-Парбат, Северо-Западные Гималаи, метасоматической гранитизации подверглись интенсивно метаморфизованные докембрийские аргиллиты, превращенные в процессе этого предшествующего гранитизации метаморфизма в квантовые и силлиманитовые гнейсы, в состав которых входят также альмандин, диопсид и битовнит. В том случае, если исходные аргиллиты содержали карбонатный материал, за их счет образовывались не силлиманитовые, а волластонитовые гнейсы. В процессе гранитизации все разновидности метаморфических пород были превращены в очковые и полосчатые гнейсы, которые окружают располагающиеся в центральной части массива гнейсовидные гранитоиды. Это превращение было совершенно очевидно диафторическим, поскольку существовавшие ранее в метаморфических породах, подвергшихся гранитизации, минеральные ассоциации с такими минералами, как диопсид, битовнит, силлиманит, волластонит, были постепенно замещены минеральной ассоциацией, в состав которой входят кальцевый полевой шпат, олигоклаз, кварц, биотит и иногда добавляется в значительных количествах мусковит (Mish, 1949₁).

Итак, метасоматическое гранитообразование в породах, пертерпевших предварительный региональный метаморфизм гранулитовой или низов амфиболитовой фации, сопровождается диафторическими изменениями, в результате которых возникают минеральные ассоциации, относящиеся к амфиболитовой

или к низам эпидот-амфиболитовой фации. Такие же минеральные ассоциации возникают и в том случае, если метасоматические процессы, приводящие к появлению гранитоидных пород, протекают в породах, испытавших до этого региональный метаморфизм низких ступеней, например, фации зеленых сланцев, только при этом плутонический метаморфизм, естественно, является прогрессивным.

Именно такие соотношения между ранним региональным метаморфизмом и плутоническим метаморфизмом, сопровождающим формирование гранитоидных пород, были обнаружены И. И. Вишневецкой (1957) в Атасуйском районе Центрального Казахстана. Здесь эффузивные и осадочные породы докембрийского возраста были регионально метаморфизованы и превращены в хлорито-мусковитовые сланцы, которые и подвергались затем гранитизации. При этом мусковит замещается альбитом, а хлорит — биотитом. Дальнейшие изменения приводят к замещению альбита более основным плагиоклазом — олигоклаз-андезином. Последний, в свою очередь, в дальнейшем замещается микроклином. В результате этих преобразований минеральная ассоциация хлорит + мусковит + кварц, характерная для исходных сланцев, уступает место ассоциации биотит + мусковит + кварц + плагиоклаз + микроклин, свойственной фельдшпатизированным сланцам, непосредственно прилегающим к телам гнейсовидных гранитов.

В северо-западной части Енисейского кряжа М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгиновым (1963) было установлено, что гранитизация глинистых докембрийских пород также обусловила смену низкотемпературных метаморфических фаций, представленных зонами филлитовых сланцев, более высокотемпературными фациями — сначала кристаллическими сланцами с биотитом и гранатом, а затем мигматизированными биотитовыми сланцами и микрогнейсами, порфировидными и очковыми гнейсами, сменяющимися далее зоной гранито-гнейсов, которые постепенными переходами связаны уже непосредственно с гранитоидами. Эти продукты прогрессивного метаморфизма, связанного с гранитизацией слабо измененных пород, очень сходны с расположенными в южной части того же Енисейского кряжа продуктами диафтореза, сопровождавшего гранитизацию пород, ранее метаморфизованных до гранулитовой фации.

Впрочем, сходство продуктов изменения пород, испытавших до гранитизации региональный метаморфизм различных ступеней, наблюдалось неоднократно. Ю. А. Кузнецовым (1941), например, отмечено, что на юге Енисейского кряжа гранитизации подверглись не только породы гранулитовой фации, входя-

щие в Канский комплекс, но и филлиты и эффузивы, зеленокаменно измененные. Биотит-плагноклазовые гнейсы и амфиболиты, образовавшиеся за счет этих пород, по существу ничем не отличаются от гнейсов и амфиболитов, возникших в результате повторного метаморфизма пород Канского комплекса.

В Иртышской зоне смятия, по данным С. П. Гавриловой (1960), в кристаллическом комплексе выделяются две свиты. Нижняя представлена переслаиванием пироксен-плагноклазовых пород, пироксеновых амфиболитов и амфиболитов с биотитовыми гранат- и силлиманитосодержащими сланцами, а верхняя — двуслюдяными и хлорито-мусковитовыми сланцами. С. П. Гаврилова подчеркивает, что в процессе гранитизации пород, предварительно метаморфизованных в различной степени, возникли породы гранитоидного состава, изофациальные кристаллическим сланцам амфиболитовой фации. При этом происходил прогрессивный метаморфизм в области развития слабо метаморфизованных пород и диафторез в зонах развития пород гранулитовой фации или наиболее высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации.

В Центральном Казахстане в связи с формированием массивов гранито-гнейсов вмещающие метаморфические породы были существенно преобразованы. И. Ф. Трусовой (1960) удалось проследить постепенные переходы от неизмененных кристаллических сланцев через мигматиты в гнейсы. В пределах двух нижних серий (из трех, слагающих разрез в районе) наложение процесса гранитизации вызвало широкое развитие диафторических изменений, вследствие чего слюдяные сланцы, содержащие первоначально гранат и силлиманит, были превращены в альбито-мусковитовые сланцы, а гранатовые амфиболиты претерпели изменение до эпидот-альбито-амфиболитовых сланцев. В то же время все разности кристаллических сланцев верхней серии вблизи массивов гранито-гнейсов испытали прогрессивный метаморфизм, и даже в удаленных от гранитоидных тел участках серицитовые сланцы преобразованы в крупночешуйчатые мусковитовые сланцы, а в хлоритовых сланцах наблюдается развитие биотита. Актинолитовые сланцы изменены в роговообманковые разности, часто обогащенные щелочными амфиболами. Таким образом, в Центральном Казахстане гранитизация вызывает различную — в зависимости от степени предварительно испытанного регионального метаморфизма — направленность плутонического метаморфизма. В нижних сериях происходит диафторез, а в верхней — усиление первичного метаморфизма. И в том, и в другом случае образуются очень сходные метаморфические сланцы. Эта особенность является достаточно

общей, и можно утверждать, что метасоматическая гранитизация существенно влияет на фациальный облик метаморфических пород, среди которых она развивается. Один и тот же процесс применительно к породам гранулитовой фации является диафторическим, а зеленосланцевым породам — прогрессивным, в результате чего происходит сближение фациального облика пород на уровне амфиболитовой фации.

В ходе плутонического метаморфизма, протекающего одновременно с гранитизацией, изменяются не только минеральные ассоциации вмещающих пород, но и химический состав. Этим плутонический метаморфизм отличается от регионального метаморфизма, предшествующего гранитизации, который приводит к монотонным монофациальным изменениям пород на больших площадях, причем связанные с ним преобразования носят изохимический характер. Как полагает Б. Я. Хорева (1966), в ходе плутонического метаморфизма происходит приток глубинного тепла вместе с потоком глубинного вещества, перемещающегося по проницаемым структурам типа глубинных разломов. В результате локального воздействия потоков глубинного вещества, переносящих к тому же и тепло, на некоторые исходные породы возникает полифациальный комплекс метаморфических пород, причем фациальная зональность закономерна по отношению к глубинным разломам и телам метасоматических гранитоидов, приуроченных к разломам и располагающихся в центральных частях метаморфического комплекса.

Как уже отмечалось при описании характера контактов гранитоидных плутонов, а также строения и состава гранитоидов, плутонический метаморфизм, конечным результатом которого является образование метасоматических гранитоидов, сводится преимущественно к фельдшпатизации исходных пород. Вследствие этого во вмещающих породах по мере приближения к гранитоидному телу обычно наблюдается постепенное увеличение содержания полевых шпатов и одновременное изменение их состава. Плагноклазы среднего состава, входящие в породы, достаточно удаленные от гранитоидных тел и соответствующие начальным стадиям процесса фельдшпатизации, ближе к плутонам сменяются плагноклазами более кислыми. Последние, в свою очередь, иногда замещаются микроклином.

Рост количества полевых шпатов за счет темноцветных минералов и постепенное изменение их состава приводит к тому, что в породе уменьшается содержание железа, магния и кальция. В ряде случаев оказывается возможным проследить дальнейшую судьбу этих вынесенных из зоны фельдшпатизации компонентов. Так, Д. Андерсон (Anderson, 1937) при изучении

метасоматических гранитоидов, расположенных в северо-западной части хребта Инью (Штаты Невада и Калифорния, США), установил, что в процессе фельдшпатизации исходные эффузивно-осадочные породы преобразуются в гранитоидные породы и при этом в них значительно уменьшается количество феррических компонентов. По мнению Д. Андерсона, эти компоненты не претерпевали значительных перемещений. В частности, железо отлагалось поблизости от формирующегося гранитоидного тела, вследствие чего в экзоконтакте возникла зона, в которой породы содержат железа в 3—4 раза больше, чем неизменные исходные разновидности.

Подробные сведения о геохимических изменениях вмещающих пород, связанных с процессом гранитизации, содержатся в работах Д. Рейнольдс (Reynolds, 1944, 1947, 1947₂). Она достаточно убедительно показала, что в ряде случаев выносимые из зоны гранитизации избыточные феррические компоненты фиксируются в полосе, примыкающей к зоне гранитизации и известной под названием «основного фронта». Это было установлено путем сравнения химических анализов неизменных вмещающих пород с химическими анализами гранитизированных и расположенных рядом с ними пород, претерпевших базификацию. Оказалось, что состав материала, привнесенного в породы в ходе формирования основного фронта, соответствует составу того материала, который выносился из исходных пород при формировании за их счет гранитоидов. Д. Рейнольдс (1950) считает доказанным, что при образовании метасоматических гранитоидов происходит вытеснение материала, богатого феррическими компонентами, причем весь этот материал фиксируется вне области гранитизации, зачастую в непосредственной близости к ней.

Представления о том, что с процессом гранитизации тесно связан причинно им обусловленный процесс железо-магнетитово-кальциевого метасоматоза, развивались также Н. Г. Судовиковым (1950, 1964). Изучая происхождение амфибол-диопсидовых жил в архейских гнейсах Алданского щита, он установил (Судовиков, 1956), что эти жилы образовались путем метасоматического замещения биотит-плагиоклазовых гнейсов, в условиях значительного привноса железа, магния и кальция. Источником этих компонентов является, по мнению Н. Г. Судовикова, более глубоко расположенная зона, где в это же время протекала гранитизация, так что оба процесса рассматриваются как сопряженные и комплементарные.

Формы проявления основного фронта, возникновение которого связано с процессом гранитизации, могут быть различными. Он может представлять собой зону, примыкающую к зоне гра-

нитизации и целиком сложенную биотитовыми или амфибол-пироксеновыми породами. Это свидетельствует о том, что вмещающий матерпал, очевидно, проникал непосредственно сквозь толщу базифицируемых пород, а не по локальным структурам повышенной проницаемости. В последнем случае образуется не сплошная зона базификации, а лишь отдельные участки, расположенные вблизи трещин или других структурных нарушений, служивших путями, по которым перемещался выносимый из зоны гранитизации материал (Булдыгеров, 1966; Дук, 1966). Вследствие этого и основной фронт здесь представлен серией метасоматических гнездообразных и жиллообразных тел, сложенных породами, обогащенными фемическими компонентами.

В известняках сопряженных с метасоматическими гранитоидами основной фронт может быть представлен полосой амфиболитов, как это уже было отмечено ранее на примере районов Халпбартон и Онтарио, расположенных в провинции Онтарио. Здесь Ф. Адамс и А. Барроу (Adams, Barrou, 1910) установили, что метасоматическое гранитообразование сопровождалось выносом в известняки значительных количеств железа и магния, чем и обусловлено появление амфиболитов. К проявлениям основного фронта в известняках, кроме амфиболитизации, относятся также иногда наблюдаемые случаи скарнообразования. Например, в юго-восточной части Зирабулакских гор X. Н. Баймухамедовым и В. В. Терентьевым (1964) были обнаружены скарновые тела, пространственно тесно связанные с лейкократовыми гранитами, возникшими в результате метасоматической переработки биотитовых гранодиоритов. Образование скарновых тел связывается с тем, что в ходе метасоматического гранитообразования из исходных гранодиоритов выносились во вмещающие карбонатные породы железо, магний и другие компоненты.

В ряде случаев устанавливается, что выносимые из зоны гранитизации избыточные компоненты обуславливают такие изменения вмещающих пород, в результате которых появляются скопления рудного материала, имеющие иногда промышленное значение. В числе одних из первых таких случаев были описаны, правда, достаточно предположительно, соотношения между рудными месторождениями и гранитоидами плутона Сьера-Невада. Геологи, изучавшие этот регион (Locke, 1941; Locke et al., 1940), установили, что гранитоиды содержат значительно меньше металлов, нежели исходные сланцы, за счет которых эти гранитоиды образовались. Излишки металлов, возникшие при гранитизации, были перемещены в экзоконтактовые зоны, где

и отложились, дав начало не только породам основного фронта, но и рудным месторождениям, окружающим батолит.

Также же взгляды на возникновение рудных месторождений в связи с процессом гранитизации развивали Д. Гуимарес (Guimaraes, 1947) и К. Салливэн (Sullivan, 1948). Последний на примере некоторых районов Австралии показал, что многие сульфидные и золоторудные месторождения приурочены к зонам гранитизации, расположены закономерно по отношению к ним и ассоциируют с породами основного фронта, обогащенными мафическими компонентами. Это и позволило предположить, что месторождения образовались за счет рудного вещества, вынесенного из пород, подвергшихся гранитизации. Предположения подтверждаются тем, что в гранитизированных породах, действительно, содержания рудных мафических компонентов ниже, чем в исходных.

Особенно отчетливо зависимость между размещением рудных месторождений и степенью метаморфизма и гранитизацией пород показана на материале железорудной формации Украины. Изучавшие этот район Я. Н. Белевцев, А. И. Стрыгин и Л. Р. Казаков (Белевцев и Стрыгин, 1960; Стрыгин, 1963, 1965; Казаков, 1965) на основе сравнения химического состава исходных пород, пород, в различной степени гранитизированных, и мигматитов, являющихся конечным продуктом гранитизации, установили следующую картину: «Образование мигматитов по железистым кварцитам и метабазитам... сопровождается выносом Fe_2O_3 , FeO , MgO и CaO и привносом SiO_2 , Al_2O_3 (в случае гранитизации железистых кварцитов) и щелочей. Компоненты, выносимые из зон гранитизации, частично фиксируются в экзоконтактах этих зон в виде метасоматических образований, представленных эпидозитами, скарнами, зонами биотитизации и редко железными рудами.

Основная масса железа и магния, освобождаемая при гранитизации железистых кварцитов и метабазитов, выносится из зон гранитизации. Мигрируя из этих зон, железо и магний в условиях фации куммингтонито-магнетитовых сланцев фиксируются в виде метасоматических куммингтонито-магнетитовых руд. Основная масса железа концентрируется в метасоматических телах гематито-магнетитовых руд в условиях фации гематито-магнетитовых роговиков.

Таким образом, гранитизация амфиболитов и железистых пород вызывает подвижность больших масс железа, которое переносится растворами на значительные расстояния от мест гранитизации. Из фактических материалов известно, что главные массы железа фиксируются в виде рудных залежей не в эк-

зонах контактов гранитизации, а на значительных расстояниях среди пород, не затронутых гранитизацией, обладающих низкими ступенями метаморфизма» (Белевцев, Стрыгин, 1960, стр. 173).

Картина, весьма сходная с описанной, была выявлена на железорудном месторождении Скотт Майн, расположенном вблизи Стерлинг Лейк в штате Нью-Йорк, США. Работавшие здесь А. Хагнер, Л. Коулпиз и К. Клемпси (Hagner et al., 1963) на основе детального изучения геологии района и химизма слагающих его пород пришли к выводу, что образование магнетитовых руд тесно связано с процессом гранитизации протексидных амфиболовых пород. При этом происходила мобилизация железа, его перенос и отложение в благоприятной структурной обстановке в виде рудных залежей.

Итак, подводя итог сказанному об изменениях пород, вмещающих плутоны метасоматических гранитоидов, можно констатировать, что, во-первых, плутоновый метаморфизм приводит к появлению минеральных ассоциаций амфиболитовой либо низов эпидот-амфиболитовой фации. Это обуславливает ретроградную направленность изменений, которым подвергаются при метасоматической гранитизации породы, предварительно претерпевшие региональный метаморфизм гранулитовой фации. Напротив, плутоновый метаморфизм носит прогрессивный характер, если ему подвергаются породы низких ступеней метаморфизма, например, относящиеся к фации зеленых сланцев. Во-вторых, основным процессом изменения исходных пород является их фельдшпатизация, причем изменение вмещающих пород и метасоматическое гранитообразование, по сути дела, один и тот же процесс. Конечный результат его — появление гранитоидных пород. Далее, с фельдшпатизацией исходных пород обычно связано высвобождение некоторого количества мафических компонентов. Перемещение последних обуславливает возникновение так называемого основного фронта, либо непосредственно примыкающего к зоне гранитизации, либо расчленяющегося на определенном расстоянии от нее. Проявления основного фронта могут быть разнообразными. К ним, прежде всего, относятся описывающие зону гранитизации силовские зоны пород, в которых содержание темноцветных минералов — большей частью биотита и амфибола — значительно выше, чем в неизмененных исходных породах, и в которых значительно больше железа, магния и иногда кальция. В карбонатных породах основной фронт может быть представлен полосой скарпов, примыкающей к участкам гранитизации. Помимо зон силового изменения, основной фронт бывает представлен зоной, в которой наблюдаются местные скопления мафического

материала в виде жил и гнезд пород основного состава. Известны также случаи, когда основной фронт представлен телами сложными рудными минералами и имеющими промышленное значение.

ВЫВОДЫ. Приведенные в данном разделе сведения, кажется, достаточно ясно показывают, что в связи с гранитоидными плутонами проявляются различные типы контактового метаморфизма, причем определенной разновидности гранитоидных тел соответствуют проявления контактового метаморфизма со вполне определенными особенностями. Эта закономерность может быть достаточно успешно использована при определении механизма формирования гранитоидных плутонов.

Массивы интродуцированных магматических гранитоидов бывают окружены роговиками, минеральные ассоциации которых одинаковы с минеральными ассоциациями роговиков, сопровождающих автохтонные плутоны. Различия заключаются в том, что роговика вокруг внедрившихся гранитоидных тел слагают зоны шириной всего в несколько десятков метров, реже до нескольких сотен метров. Кроме того, процесс роговикования в контактах тел внедрения носит изохимический характер, что свидетельствует о чисто термальной его природе.

С массивами магматических перитрудированных гранитоидов связаны широкие — до нескольких километров — зоны роговиков, для которых характерны повышенные содержания мафических компонентов по сравнению с неизменяемыми вмещающими породами. В карбонатных породах на контактах с гранитоидными плутонами, образовавшимися путем магматического замещения, могут возникать скарпы магматической стадии. И роговика, и скарпы, связанные с перитрудированными магматическими гранитоидами, предшествуют появлению расплава и несут на себе следы его воздействия. Воздействию со стороны расплава подвергаются и кварцевые жилы, которые наблюдаются в ближайшем микроконтакте плутонов замещения и возникают в прогрессивную стадию формирования этих магматических тел.

Основным процессом изменения боковых пород вблизи тел метасоматических гранитоидов является фельдшпатовизация, причем развитие этого процесса приводит в конечном счете к образованию гранитоидных пород, так что, по сути дела, и изменение вмещающих пород, и метасоматическое гранитообразование одно и то же. Плутоновый метаморфизм, сопровождающий формирование метасоматических гранитоидов, приводит к возникновению в преобразуемых породах минеральных ассоциаций амфиболитовой либо низов эпидот-амфиболитовой

фаций. Это обуславливает ретроградную направленность изменений, которым подвергаются при метасоматической гранитизации породы, предварительно претерпевшие региональный метаморфизм гранулитовой фации, и, наоборот, прогрессивный характер изменений, когда им подвергаются породы низких ступеней метаморфизма. С метасоматическими гранитоидами бывают связаны и разнообразные проявления основного фронта, представленного либо сплошными зонами пород с повышенными содержаниями темноцветных минералов, либо — в карбонатных породах — полосами скарнов. Основной фронт бывает также представлен примыкающими к участкам гранитизации зонами со скоплениями мафического материала в виде жил и гнезд пород основного состава, а иногда и телами, сложенными рудными минералами и имеющими промышленное значение.

КСЕНОЛИТЫ

Весьма важные сведения о механизме формирования гранитоидных плутонов можно получить, изучая содержащиеся в них ксенолиты. Высокая ценность результатов изучения ксенолитов для целей петрологии была ясна еще более ста лет тому назад, когда геологи французской школы стали использовать их для расшифровки процессов образования гранитоидных тел. Вирле д'У (d'Aoust, 1845), а вслед за ним Ш. Барруа (Barrois, 1884), А. Лакруа (Lacroix, 1898), Э. Ог (1914), П. Корбен и Н. Ульянов (Corbin, Oulianoff, 1926) установили, что в ряде случаев ксенолиты являются неперемененными реликтами вмещающих пород, и сделали на этом основании вывод о том, что гранитоиды, содержащие такие ксенолиты, формировались путем замещения боковых пород. Это обстоятельство подчеркивали в своих работах также М. М. Тетяев (1934), П. Н. Кропоткин (1941) и Г. Л. Поспелов (1960), указывавшие, что в некоторых гранитоидных массивах ксенолиты сохраняют свое положение ненарушенным, являясь более или менее измененными останками той толщи, которая съедена данным гранитом. В других случаях, напротив, совершенно несомненно устанавливается, что ксенолиты в гранитоидах имеют глубинное, а не местное происхождение, а это обычно рассматривается как очевидное доказательство перемещения гранитоидной магмы. Иногда при хорошей изученности разреза удается даже установить минимально возможные амплитуды перемещения расплава, переносящего ксенолиты. Установление факта глубинного происхождения ксенолитов в гранитоидах чрезвычайно

важно для выяснения механизма образования массивов, а Ю. А. Кузнецов (1966) даже считает, что наличие заведомо глубинных ксенолитов есть единственный вполне надежный критерий внедрения глубинной магмы.

Высокую ценность сведений, которые могут быть получены при изучении ксенолитов в гранитоидах, подчеркивали Ф. Граут (Graut, 1941) и особенно Г. Гудспид (Goodspeed, 1940, 1948, 1959). Последний уже давно предложил использовать данные о наличии и происхождении ксенолитов для определения способа образования гранитоидных тел, содержащих эти ксенолиты (Goodspeed, 1940). Впоследствии Г. Гудспид (Goodspeed, 1948) в статье, специально посвященной вопросу о разновидностях ксенолитов и путях их появления в гранитоидах, ясно показал, что не все породные включения обязательно должны быть, как считалось раньше, «вестниками глубин». Кроме этих, действительно глубинных ксенолитов, названных гипоксенолитами, Г. Гудспидом выделены эпиксенолиты, к которым относятся обломки вмещающих пород, перемещенные на незначительное расстояние, а также автоксенолиты, представляющие собой обломки пород ранних фаз кристаллизации. Г. Гудспид также подчеркивал, что от включений, которые транспортровались расплавом на то или иное расстояние, надо отличать включения, не подвергшиеся перемещению и представляющие собой реликты вмещающих пород, не изменившие своего положения в процессе формирования гранитоидного тела. Подобные ксенолиты, названные Г. Гудспидом скиалитами, свидетельствуют о том, что содержащие их породы образовались путем замещения вмещающих толщ.

Таким образом, ксенолиты могут много рассказать о способе образования гранитоидных массивов, однако для этого необходимо проводить тщательное изучение не только самих включений, но в равной степени и пород, среди которых залегают гранитоидные тела, чтобы попытаться определить источники ксенолитов. В ряде случаев к тому же может оказаться, что для выяснения происхождения ксенолитов надо располагать данными не только о породах, обнажающихся на поверхности, но и геологическом разрезе изучаемого района на довольно значительную глубину, так как только тогда можно предпринять попытку установления амплитуды перемещения гранитоидного матерала. Впрочем, при сопоставлении ксенолитов с боковыми породами непременно надо иметь в виду, что в процессе формирования гранитоидов содержащиеся в них включения иногда коренным образом преобразуются и становятся совершенно непохожими на исходный матерал. В этих случаях

Рассказать их происхождение можно лишь после установления последовательности изменений, приведших к появлению теперешнего облика и состава ксенолитов, и таким путем определить первичный материал, послуживший источником для ксенолитов. При этом полезными могут оказаться предложенные Ф. Граутом (Graut, 1937) критерии для определения происхождения включений в плутоидических породах, а также соображения о характере изменений ксенолитов в гранитоидах, опубликованные в статье Д. Рейнольде (1950). Впрочем, даже если достоверно установить источник ксенолитов удается не всегда, то уже само по себе выяснение характера изменений, происходящих с материалом включений, может принести немалую пользу, так как характер изменений, как оказывается, вполне определенным образом связан со способом образования гранитоидов и может, следовательно, служить диагностическим признаком.

Гранитоидные плутоны различного способа образования могут отличаться друг от друга, помимо характера изменений, которым подвергаются ксенолиты, и по таким признакам, как очертания ксенолитов и их размеры. Различным оказывается и размещение ксенолитов в пределах гранитоидных массивов с различным механизмом формирования. Изучение всех этих признаков, характеризующих ксенолиты, позволяет зачастую определить происхождение включений в гранитоидах, а тем самым проливает свет и на механизм формирования гранитоидных плутонов.

Ксенолиты в магматических интродуцированных гранитоидах имеют ряд характерных особенностей, которые отличают их от ксенолитов, содержащихся в гранитоидах других разновидностей. Прежде всего должны быть отмечены обычно неправильные формы этих ксенолитов и угловатые очертания. Ксенолиты имеют вид обломков, сохранивших свой первоначальный облик, а угловатые очертания, острые углы и совершенно резкие контакты, сопровождаемые еще иногда зонами закалки в гранитоидах, свидетельствуют об отсутствии взаимодействия между магмой и захваченными ею включениями.

Размеры ксенолитов, переносимых внедряющейся магмой, варьируют обычно в пределах от сантиметров до первых метров, а количество ксенолитов в гранитоидах не зависит от близости к контактам плутона. Так, в магматических телах района Кавказских Минеральных Вод ксенолиты одинаково часто встречаются как во внутренних, так и в приконтактных участках, причем внутри массивов они имеют такие же размеры и столь же угловаты, как и у контактов.

Самой же главной особенностью ксенолитов в магматических интродуцированных гранитоидах является, пожалуй, то, что они совершенно чужды породам, среди которых залегают содержащие их интрузивы. Это устанавливается сравнительно легко и достаточно достоверно, так как включения в гранитоидах этой разновидности сохраняются почти неизменными. Наличие чуждых ксенолитов, представленных породами, отсутствующими поблизости от плутонов, служит практически однозначным доказательством того, что при формировании магматических тел происходило перемещение гранитоидного расплава вместе со взвешенными в нем обломками пород, которые в нормальном залегании располагаются вдали от места становления массивов. Например, А. Баддингтоном (1950) в Северо-Западном Адирондаке, США, была обнаружена дайка, залегающая среди анортозитов, но содержащая ксенолиты метаморфизованных осадочных пород, которые не выходят на поверхность ближе, чем на 1,5 км от дайки. На этом основании утверждается, что чуждые ксенолиты были принесены перемещавшимся магматическим расплавом. В том же районе в массиве роговообманковых гранитов в ряде мест были найдены угловатые обломки анортозита, хотя ни в одном из этих районов анортозит в коренном залегании не наблюдался, так что предполагается, что его включения были перенесены на значительное расстояние магмой.

В Южной Гренландии В. Ватт (Watt, 1965) описал ксенолиты, включенные в плитообразные тела гомогенных гранитов, которые рассекают в виде даек более древние граниты. Эти ксенолиты представлены обломками метаморфизованных осадочных пород, а также гнейсов и диоритов, т. е. породами, отсутствующими в непосредственном окружении. Границы ксенолитов резкие и четкие, какие-либо признаки разъедания ксенолитов гранитным расплавом отсутствуют, так что предполагается даже, что ограничения ксенолитов представляют собой поверхности трещин, которыми были разбиты соответствующие породы до того, как они были захвачены гранитоидным расплавом и перемещены им на некоторое расстояние.

Иногда расстояние, на которое бывают перемещены ксенолиты, содержащиеся в телах интродуцированных магматических гранитоидов, устанавливается более определенно. Это становится возможным при установлении происхождения ксенолитов и достигается путем сравнения состава ксенолитов с составом пород, слагающих геологический разрез в районе расположения массивов. Так, А. Баддингтон и Л. Вайткомб (Buddington, Whitecomb, 1941) установили, что ксенолиты песчаников и ме-

таморфических пород, содержащиеся в гранитоидных плутонах, залегающих в ордовикских сланцах в Нью-Хемпшире, США, являются обломками пород кембрийского и докембрийского возраста, которые залегают значительно глубже уровня становления плутонов. Д. Роузом с соавторами (Rouse et al., 1937) при изучении массивов порфировых пород в горах Бэртуз в штате Монтана, США, было установлено, что в магматических телах, залегающих в эффузивно-осадочных породах мезозоя, содержатся ксенолиты докембрийских порфиров, гипербазитов и кристаллических сланцев, а также палеозойских известняков. Это позволило определить, что минимальная амплитуда перемещения магмы была равна 4 км.

Изучение плутонов района Кавказских Минеральных Вод также показало, что содержащиеся в них ксенолиты, сложенные кристаллическими сланцами, гипербазитами и гранитоидами, являются обломками палеозойских пород, залегающих на глубине не менее 3—4 км от уровня становления магматических тел, содержащих эти ксенолиты. Это, очевидно, позволяет утверждать, что магма прошла путь, не меньший, чем амплитуда перемещения ксенолитов, а возможно, и значительно его превышающий. Глубинные ксенолиты, содержащиеся в плутонах района Кавказских Минеральных Вод, используются и для своеобразного картирования палеозойского фундамента, погребенного под трехкилометровым чехлом пород мезокайнозоя (Соболев и др., 1959).

Переходя к описанию ксенолитов в магматических неинтродуцированных гранитоидах, следует отметить, что они отличаются от ксенолитов описанной выше группы прежде всего размерами и морфологическими особенностями. В большинстве своем это включения округлой формы, изометричные или несколько удлиненные, с размерами от нескольких до 10—20 см. Кроме этих наиболее распространенных ксенолитов, в гранитоидах, образовавшихся путем магматического замещения, встречаются гораздо более крупные включения размером в десятки, сотни метров и даже первые километры. Форма крупных включений весьма разнообразна и в какой-то степени зависит от особенностей их внутреннего строения. Если ксенолиты сложены слоистыми осадочными породами, то форма их часто бывает плитообразной, и тогда они весьма сходны с описанными Г. Гудспидом (Goodspeed, 1955) псевдодайками. Элементы залегания таких псевдодаек обычно совпадают с элементами залегания слоистости в слагающих их породах. Часто встречаются и весьма прихотливые очертания у крупных включений, с заливами и выступами, причем такого рода очертания

Большей частью присущи ксенолитам, которые сложены породами достаточно массивными, со слабо выраженной анизотропией либо осадочными породами, смятыми в складки. Впрочем, подобного рода включения сравнительно редки, а подавляющая масса ксенолитов имеет округлые формы и размеры до 10—20 см. Размещены такие ксенолиты в теле плутонов магматических неинтродуцированных гранитоидов неравномерно. Больше всего насыщены ксенолитами эндоконтактные участки, где их плотность достигает нескольких десятков и даже — когда в эндоконтакте развиты брекчии замещения — нескольких сотен на 1 м² поверхности обнажения. По направлению к центральным частям плутонов количество ксенолитов обычно уменьшается, так что во внутренних частях массивов их может вовсе не быть или же от них могут остаться одни «теши» — неясно очерченные участки гранитоидов с повышенным содержанием темноцветных минералов. Обычно же границы ксенолитов, которые содержатся в неинтродуцированных магматических гранитоидах, достаточно резки и четки, и лишь под микроскопом заметно, что контакт представлен не поверхностью, а узкой — не более нескольких миллиметров шириной — переходной зоной.

Изучение особенностей размещения ксенолитов в гранитоидных плутонах, образовавшихся путем магматического замещения, позволяет выявить — помимо уменьшения количества ксенолитов к центральным частям плутонов — закономерную связь расположения ксенолитов со строением вмещающих тощ. Пожалуй, стоит привести высказывание М. М. Тетяева о значении изучения ксенолитов для определения способа формирования гранитоидных плутонов: «Всем известны явления ксенолитов в гранитных интрузиях. Однако на структурные отношения этих ксенолитов, когда они проявляются в более или менее крупном виде, к окружающей складчатой обстановке опять-таки совершенно не обращают внимания. Ксенолиты представляют собой пятна осадочных пород, сохранившиеся внутри гранитного массива. Согласно общепринятой точке зрения, если ксенолит находится в гранитной интрузии, следовательно, он плавал в гранитной магме и мог принимать какое угодно положение. Это выражено, например, в теории Дэлли, который принимает, что осадочная оболочка является кровлей интрузии. Эта кровля обрушивается в магматический бассейн, и куски кровли плавают в этом магматическом бассейне, образуя ксенолиты, которые представляют, таким образом, случайное, не закономерное явление. Совершенно теоретическое представление ведет нас к отказу от изучения явлений».

«Отбросим на момент это теоретическое представление и посмотрим на фактах, как ксенолиты относятся к окружающей данной гранитной массив обстановке. Уже на примере Цаган-Олуевского массива мы видели, что ксенолиты нижнего горизонта мезозойской толщи сохраняют свое положение внутри антиклинальной складки. Если через гранитную интрузию, допустим, проходит какой-то характерный горизонт, например конгломерат, то ксенолиты на его пути являются

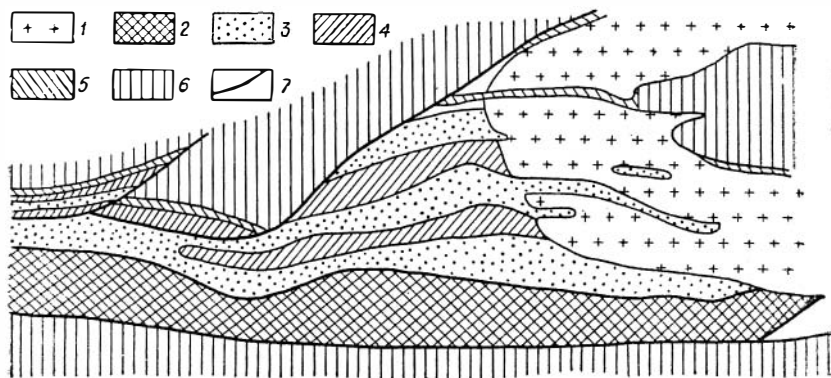


Рис. 29. Геологическая карта массива Кольн, Франция (по Э. Огу, 1914). 1 — гранит, 2 — девон, 3 — песчаники верхнего силура, 4 — анжерские сланцы, 5 — армориканские песчаники, 6 — альгонские сланцы, 7 — тектонические нарушения.

конгломератами. Пусть они будут изменены процессами контактового метаморфизма, но это будут те же самые конгломераты. А если проходит горизонт известняков, то эти ксенолиты будут известняками в соответственно измененном виде».

«На рис. 201 (у нас рис. 29 — Р. С.) мы даем геологическую карту окрестностей г. Бреста во Франции, где автор (Barrois) дал изображение контакта гранитного массива с силурийской толщей песчаников и сланцев».

«На карте отчетливо видно поглощение гранитом сланцев и частичное сохранение песчаников, слои которых в виде нодул и ксенолитов сохраняют в граните свое первичное положение».

«Отсюда следует, что ксенолиты, которые мы находим внутри гранитных массивов, совершенно не меняют своего залегания, а являются более или менее измененными останками той толщи, которая съедена гранитной интрузией».

«Практика изучения ксенолитов и их отношения к окружающей пегматитовой структуре показывает, что они являются иногда прекрасными показателями остатков той структуры, которая замещена данным гранитом. Поэтому при картировании в таких областях на ксенолиты нужно обращать серьезное внимание, учитывая не только их состав, как останцев данного горизонта, но и форму их залегания. Поставленные в связь с окружающей складчатостью, они часто дают возможность восстановить на месте пегматитовой исчезнувшую структуру» (Тетяев, 1934, стр. 251—253).

Зависимость расположения ксенолитов от строения окружающих толщ была обнаружена И. М. Исамухамедовым и Ш. К. Расулевым (1955) в гранитоидах Кара-Тюбе в Тянь-Шане, после чего ими был сделан вывод о том, что включения вмещающих пород в магме при формировании массива не испытывали переориентировки. Сходная картина совпадения ориентировки ксенолитов со строением окружающих толщ была обнаружена М. Х. Хамидовым (1962) при изучении некоторых участков Ванчского гранитоидного массива, расположенного в Западном Памире.

В Нарымском массиве, который является юго-восточным продолжением Калбинского батолита, во многих местах устанавливается, что различных размеров ксенолиты сохраняли свое положение во время формирования гранитоидов (Слободской, 1966₁). Крупные реликты размером в десятки и сотни метров часто представляют собой псевдодайки, падение и простирание которых совпадает с элементами залегания полосчатости роговиков, слагающих эти реликты, и с элементами залегания песчано-алевролитовых пород, вмещающих плутон. В некоторых останцах выявляется складчатое строение. Расположенные между крупными реликтами вмещающих пород сравнительно мелкие ксенолиты — величиной от нескольких до первых десятков сантиметров — имеют обычно удлиненную форму и ориентированы строго закономерно (рис. 30). Ориентировка ксенолитов постоянно совпадает с залеганием полосчатости роговиков в прилегающих участках останцев (рис. 31), так что ксенолиты представляют собой своеобразную канву, по которой можно восстановить строение исходных толщ, замещенных гранитоидами.

Нельзя сказать, что иногда наблюдаемое совпадение ориентировки ксенолитов со складчатыми структурами вмещающих толщ является универсальным правилом для массивов неинтродуцированных магматических гранитоидов. В некоторых случаях ксенолиты бывают изометричными и сложены порода-

ми, лишенными полосчатости, так что никакая ориентировка просто не может быть выявлена. В других случаях, например в том же Нарымском массиве, местами ксенолиты совершенно отчетливо располагаются беспорядочно, и на небольшом участке их длинные оси ориентированы в различных направлениях. Анализ геологической обстановки показал, что раскручивание ксенолитов в магматическом расплаве не является единственно возможной причиной их «дезорientированности». Такую же

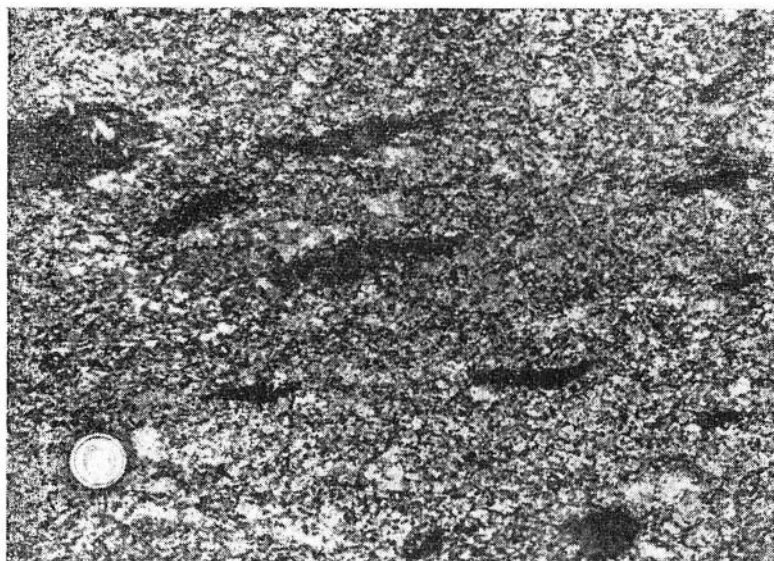


Рис. 30. Закономерно ориентированные ксенолиты в гранодиоритах Нарымского массива в Южном Алтае.

картину беспорядочного расположения ксенолитов даст и неолитное замещение осадочных пород, смятых в мелкие плоччатые складки. Мелкие реликты, оставшиеся после не дошедшего до конца замещения таких блоков осадочных пород с мелкой складчатостью— а такие присутствуют в гранитоидах Нарымского массива,— естественно, даже на небольшом участке будут ориентированы «беспорядочно», хотя бы они и не испытали перемещения.

Таким образом, получается, что если наличие закономерной ориентировки ксенолитов, совпадающей со строением вме-

щающих толщ, служит положительным признаком, свидетельствующим о формировании гранитоидов путем замещения, то отсутствие такой ориентировки не может использоваться как признак отрицательный без специального анализа геологической обстановки, поскольку отсутствие ориентировки ксенолитов может быть следствием замещения участков тонкоекладчатых осадочных пород.

Впрочем, парадоксальность сочетания «магматическая порода» и «неперемещенные ксенолиты», возможно, не столь уж серьезна, поскольку основывается она только на нашей убежденности в том, что магма непременно должна перемещаться, а в этом случае ксенолиты просто не могут остаться неперемещенными. Магма, действительно, субстанция, одним из основных определяющих свойств которой является способность к перемещению, однако, кажется, нет никаких сколько-нибудь серьезных доводов в пользу того, что магма, хотя она и может перемещаться, непременно должна делать это всякий раз после своего возникновения. Напротив, факты, которые позволили выделить как генетическую разновидность массивы интродуцированных магматических гранитоидов, свидетельствуют о том, что перемещения расплава при формировании таких плутонов, по всей вероятности, отсутствовали. Весьма к месту будет повторить в отношении этих массивов слова М. М. Тетяева: «...фактический материал с совершенной убедительностью показывает, что локализация интрузий происходит путем замещения магмой вмещающих пород, и мы не имеем права подчинять этот материал несовершенным теоретическим представлениям о возможном действии магмы» (Тетяев, 1934, стр. 254).

Состав ксенолитов в гранитоидах, образующихся путем магматического замещения, также может быть в какой-то степени использован как диагностический признак, поскольку он бывает достаточно характерным, хотя и зависит некоторым образом от размеров ксенолитов и их положения в плутоне. Крупные реликты, размером обычно от метра и больше, которые могут встречаться в различных, в том числе внутренних, частях массивов, бывают сложены такими же роговиками, что окружают само магматическое тело. В реликтах достаточно крупных обнаруживается зональность строения, обусловленная расположением интенсивно ороговикованных пород по периферии включения, тогда как его центральные части могут быть сложены породами, ороговикованными гораздо слабее. Зональность эта во многом схожа с зональностью роговиков во вмещающих данный плутон породах.

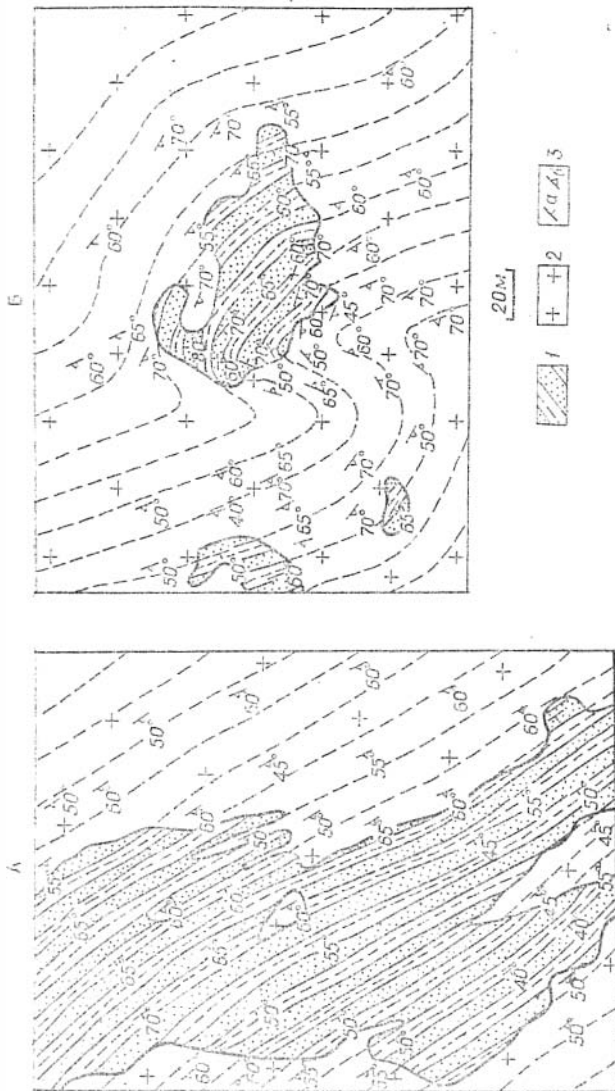


Рис. 31. Проведенные структуры в гранитоидах Паримского массива в Южном Алтае. А — Морквинский, В — соприкасающиеся к нему антимонитовый и синклинали. 1 — орогенико-нативные песчано-сланцевые породы тагарской свиты, 2 — графитовиты, 3 — элементы заделания песчано-сланцевых пород (а) и кобальитов (б).

Впрочем, такие ксенолиты в магматических нештудированных гранитоидах сравнительно редки, а подавляющая их масса представлена гораздо более мелкими включениями, от единиц до нескольких десятков сантиметров. В узкой эндоконтактной зоне и эти ксенолиты бывают сложены роговиками, такими же, что и непосредственно контактирующие с массивом. Довольно часто удается наблюдать, как в контактовой зоне в роговиках постепенно, но довольно быстро увеличивается количество жидок гранитоидного материала, так что роговики оказываются расчлененными на отдельные блоки, сначала угловатые, а через несколько метров или десятков метров внутри массива уже с округлыми очертаниями, имеющие облик и состав обычных для данного плутона ксенолитов. Перекристаллизация роговиков, приводящая к появлению пород, обычно считающей ксенолиты в гранитоидах этой генетической разновидности, легко может быть прослежена на серии образцов ксенолитов, последовательно отобранных от контакта в глубь массива. В результате этого преобразования возникает порода, как правило, имеющая облик мелкозернистого диорита, главными составными частями которого являются средний плагиоклаз и амфибол, вместо которого в ксенолитах, содержащихся в микроклиновых гранитах, иногда присутствует биотит.

Интересно, что в такие или сходные диоритоводобные породы преобразуются в магматических нештудированных гранитоидах включения самого разного по составу исходного материала. Достаточно хорошо изучена последовательность преобразований, которым подвергаются в гранитоидном расплаве в процессе ассимиляции и усвоения включения алевритов, песчаников и эффузивов. В случае, если переработка различных по исходному составу ксенолитов шла достаточно далеко, различия постепенно сглаживаются и происходит унификация составов. Такой унификации подвергаются включения и при магматическом замещении гранитоидами карбонатных пород. Преобразование исходных карбонатных пород в диоритоводобные породы происходит в две стадии: сначала формируются скарны магматической стадии, а при замещении скарнов расплавом отдельные блоки их претерпевают дальнейшие изменения.

К числу подобных примеров относятся контактовые соотношения расположенного во Франции Фламандийского гранитоидного массива с известняками, описанные С. Нокколдсом и Д. Скуном (Nockolds, Scoon, 1965). Известняки под воздействием гранитоидного расплава замещаются гранат-пироксен-плагиоклазовой породой, которую авторы называют роговиком

и геологическое положение которой соответствует известковым скарнам магматической стадии. В результате дальнейшего воздействия магмы происходит преобразование «роговика» в плагиоклаз-пироксеновую породу, получившую название псевдодиорита.

Сходные соотношения были обнаружены и в контакте с известняками Усть-Чуйского гранитоидного массива на Алтае. Образующиеся здесь пироксен-плагиоклазовые скарны (Слободской, 1968) расчленены гранитоидными жилками на отдельные блоки. Часть блоков, будучи существенно преобразованной, сохраняется в гранитоидной магме, наступающей на известняки вслед за скарнами. В реликтах скарнов пироксен замещается роговой обманкой, причем последовательность замещения можно наблюдать на образцах, последовательно отобранных все дальше от контакта, а плагиоклаз становится более кислым — № 60—70 вместо № 80 в скарнах. Таким образом, ксенолиты скарнов тоже преобразуются в гранитоидной магме в обычные мелкозернистые породы диоритового облика.

В неинтродуцированных магматических гранитоидах встречаются ксенолиты еще одной разновидности, наличие которых в гранитоидах, пожалуй, может служить указанием на способ образования плутона. Это — реликты кварцевых жил, формирующихся в прогрессивную стадию становления массивов (Слободской, 1967) и описанных в предыдущем разделе. Эти ранние кварцевые жилы возникают в ближайшем экзоконтакте массивов и затем подвергаются воздействию со стороны растущего плутона: они пересекаются гранитоидными жилками апофизами и вместе с роговиками наблюдаются в виде реликтов в гранитоидах экзоконтакта (см. рис. 29). Если такие ксенолиты обнаруживаются и во внутренних частях гранитоидных массивов, то можно, с некоторой условностью, считать, что и эти части массива некогда проходили стадию контакта, когда здесь образовались кварцевые жилы, реликты которых сохранились в гранитоидах после того, как контакт продвинулся достаточно далеко. Некоторая условность этого признака исчезает, если в гранитоидах обнаруживаются просвечивающие структуры, вполне определенно свидетельствующие о том, что перемешивания при формировании плутона не было и все реликты остались на своих местах.

В гранитоидных массивах, образующихся путем метасоматического замещения окружающих толщ, для ксенолитов характерна удлиненная форма. Удлинение постоянно совпадает с направлением слоистости пород, слагающих эти ксенолиты, так что включения в гранитоидах представляют собой вытяну-

тые по напластованию плито- или лентообразные тела. Размеры ксенолитов в массивах метасоматических гранитоидов изменяются в широких пределах. Одни из них имеют длину в десятки сантиметров. Площадь других измеряют несколькими квадратными километрами, подобно описаным И. И. Вишневецкой (1957) в массивах гранито-гнейсов Атаусуйского района, Центральный Казахстан.

Для ксенолитов в метасоматических гранитоидах характерно также наличие постепенных переходов от материала ксенолитов к гранитоидной породе, причем Н. Г. Судовиков (1950) и Ю. С. Краковский (1962) отмечают, что переходы эти аналогичны переходам между гранитоидами и вмещающими породами. Постепенность переходов обусловлена постепенным увеличением количества минералов, являющихся компонентами гранитоидной породы и образующихся путем замещения материала ксенолитов. Подобное постепенное увеличение степени фельдшпатизации включений и обуславливает неопределенность их границ.

Ксенолитам в гранитоидах, которые образуются путем замещения исходных пород без прохождения через магматическую стадию, кроме того, свойственна неравномерность размещения. В центральных частях массивов ксенолиты **могут вовсе** отсутствовать, а напоминанием о них служит полосчатое строение породы, в которой полосы, обогащенные темноцветными минералами, являются достаточно глубоко, но еще не полностью гранитизированными реликтами удлинённых включений. По мере удаления от центральных частей подобных plutонов в таких полосах, хотя и обогащенных темными минералами, но все же имеющих гранитоидный состав, обнаруживаются сначала отдельные зерна реликтовых метаморфических минералов, далее их количество растет, а содержащая их порода индивидуализируется в удлинённые тела. Последние уже достаточно легко определяются как сильно преобразованные включения вмещающих пород. Подобные соотношения описаны П. Мишем (Mish, 1949, 1) на примере упоминавшегося уже массива Нанга-Парбат, расположенного в Северо-Западных Гималаях. Здесь по мере приближения к периферическим частям plutона не только уменьшается степень изменений, которые претерпевает материал включений, но и заметно растет количество реликтового материала. Сначала это сравнительно редкие и узкие полосы преобразованных осадочных пород, затем — ближе к контактам массива — соотношение между гранитоидными полосами и ксенолитами выравнивается, а потом и изменяется в пользу последних, так что в конце концов гранитоидный **материал**

присутствует лишь в виде отдельных полос, линз и гнезд во вмещающей осадочной породе, сравнительно слабо измененной.

Таким образом, постепенность переходов от массивов метасоматических гранитоидов к вмещающим породам обусловлена не только постепенным изменением интенсивности преобразования минерального состава исходной породы, но и плавным изменением соотношений между количеством ксенолитов и гранитоидного матерьяла.

Для массивов метасоматических гранитоидов чрезвычайно характерно то, — и это подчеркивается практически всеми изучавшими их последователями, — что содержащиеся в них ксенолиты не испытывают переориентировки и сохраняют свое положение в пространстве относительно структур вмещающих толщ. Это правило является универсальным для массивов, образовавшихся путем замещения исходных пород в твердом состоянии. Примеры, подтверждающие его, описаны в самых различных районах: в Казахстане (Вишневская, 1957; Краковский, 1962) и Енисейском крае (Белянкина, 1963), в Гималаях (Mish, 1949₁) и Китае (Mish, 1949₂), в различных местах США (Anderson, 1937; Engel, Engel, 1963; Butler, 1966) и многих других районах. В этих плутонах обнаруживается множество включений, слоистость в которых совпадает с чередованием разностей пород массива и со слоистостью вмещающих пород.

Вместе с тем этот признак генетически не однозначен, поскольку, несмотря на постоянную присущую массивам метасоматических гранитоидов неперемещенность ксенолитов, она, как уже было отмечено в начале этого раздела, обнаруживается иногда и в плутонах, возникших путем магматического замещения исходных толщ. Следовательно, использование этого признака в качестве решающего доказательства метасоматического происхождения гранитоидов, вмещающих такие неперемещенные ксенолиты, вряд ли можно признать верным. Данный признак, очевидно, свидетельствует о том, что формирующееся гранитоидного тела проходило в статических условиях путем замещения исходных толщ, причем реликты этих толщ в новообразованных гранитоидах сохраняли присущее им первоначальное положение. Однако для расшифровки того, каков был механизм замещения, или оно было метасоматическим, или преобразования включали в себя появление расплава и, следовательно, замещение было магматическим, этот признак, совершенно очевидно, непригоден, так как неперемещенные реликты, помимо того, что постоянно присутствуют в метасо-

магматических гранитоидах, могут быть иногда обнаружены и в магматических неинтродуцированных гранитоидах.

Состав ксенолитов в гранитоидах, образовавшихся путем замещения вмещающих пород в твердом состоянии, обычно в какой-то степени зависит от положения ксенолитов в плутоне. Ксенолиты, располагающиеся по периферии массива, соответствуют по составу вмещающим породам, а по мере приближения к центральным частям плутона их состав постепенно меняется, так что слагающая ксенолиты порода становится постепенно все более метаморфизованной и гранитизированной. Например, в массиве Нанга-Парбат располагающиеся по его периферии вытянутые включения сложены теми же двуслюдяными кристаллическими сланцами, образовавшимися за счет аргиллитов, что и непосредственно примыкающие к плутону вмещающие породы. Далее в глубь массива включения слагаются уже кристаллическими сланцами, в которых обнаруживается кшанит, или же — если значительно увеличивается количество полевых шпатов — породой, определяемой как парagneйс. Ближе к центральным частям плутона в составе реликтовых слоев появляется вместо кшанита силлиманит, а степень фельдшпатизации увеличивается настолько, что «ксенолиты» превращаются в гранитоидную породу, лишь несколько обогащенную темноцветными минералами.

Появление ксенолитов при образовании гранитоидов путем замещения есть следствие того, что процесс гранитизации протекает в различных участках замещаемой толщи с неодинаковой интенсивностью. При замещении однородной по составу толщи путями проникновения в нее гранитизирующих агентов, очевидно, служат ослабленные направления или поверхности. В наиболее часто встречаемых случаях — при гранитизации слоистых толщ — такими путями служат поверхности напластования, что и обуславливает послойный характер замещения исходной породы гранитоидным материалом. Неравномерность гранитизации в этих случаях, наиболее вероятно, связана с неодинаковой проницаемостью поверхностей напластования в толще осадочных пород. Участки, менее проницаемые, отстают по степени преобразования от более проницаемых, и в результате среди интенсивно гранитизированных или приобретших уже гранитоидный состав пород сохраняются как реликтовые участки пород, которые испытали гораздо более слабые преобразования.

Неравномерность гранитизации однородных по составу толщ, приводящая к обособлению участков слабо измененных пород, которые могут уже быть определены как реликты или

как ксенолиты, таким образом, связана с различием в физических свойствах различных участков этих толщ. Подобного рода избирательность гранитизации в зависимости от различий в физических свойствах пород была отмечена С. Гавелином (Gavelin, 1960). Очевидно, именно этим обстоятельством может быть обусловлено сохранение в гранитоидах вытянутых узких таблитчатых реликтов осадочных пород, известных под названием псевдодаек (Miller, 1945; Goodspeed, 1955; Залуцкий, Лядов, 1962). Избирательность процесса замещения в связи с особенностями физических свойств замещаемых пород ярко иллюстрируется случаями гораздо более интенсивного проявления гранитизации в тех участках, где преобразуемые породы предварительно были разбиты тектоническими нарушениями (Шабынин, 1967).

Еще отчетливее неравномерность процесса замещения, его избирательность, приводящая к обособлению реликтов, проявляется в случаях гранитизации толщ, неоднородных по химическим свойствам. Подобного рода примеры были описаны французскими геологами еще во второй половине прошлого века. В частности, Ш. Барруа (Barrois, 1884) констатировал, что в окрестностях Бреста метаморфизованные слои песчаника остались среди гранита после более или менее полной ассимиляции им сланцев, с которыми первоначально эти песчаники переслаивались (см. рис. 29). А. Лакруа (Lacroix, 1898) отметил случаи, когда после поглощения гранитом окружающих его сланцев ранее залегавшие в них слои известняков оказались включенными в гранитную массу. Позже избирательность гранитизации была подтверждена достаточно многочисленными сходными фактами, что позволило М. Макгрегору и Г. Вильсону (McGregor, Wilson, 1939) сделать вывод о том, что гранитизация легче протекает в породах, близких по составу к граниту, чем в породах, состав которых сильно отличается от состава гранита. Особенно отчетливо это проявляется при замещении толщ, в которых переслаиваются породы, различные по своему составу. По данным Н. А. Блохиной (1962), при образовании Майхуринского гранитоидного массива в Гиссарском хребте наиболее легко гранитизировались глинистые сланцы. Алевроглинистые породы, входящие в состав сложной эффузивно-осадочной толщ в северо-западной части Енисейского кряжа, как считают М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов (1963), тоже были наиболее легко гранитизируемыми породами. Более устойчивыми оказались песчаники, карбонатные конгломераты, доломиты и известняки, а в основных эффузивах и туфах процессы замещения проявились совсем слабо. П. Эскола (Eskola,

1961) отмечает, что в Финляндии при формировании гранитоидных плутонов путем замещения устойчивыми оказываются карбонатные породы, базальты и особенно перidotиты.

Избирательный характер замещения гранитоидным материалом исходных толщ приводит иногда к возникновению парадоксальных соотношений между геологическими телами, например иногда наблюдаемые противоречивые возрастные соотношения между гранитоидными породами и располагающимися в них дайками. Такие дайки имеют приконтактные зоны закаливания и на первый взгляд, как отмечают Д. Макнтайр и Д. Рейнольдс (McIntyre, Reynolds, 1947), выглядят как обычные секущие дайки. Вместе с тем устанавливается, что эти «секущие» дайки сами пересечены вмещающими их гранитоидами и местами подвергаются ассимиляции. Парадоксальность этих соотношений оказывается лишь видимой, потому что исследователями, изучавшими их в разных районах, был установлен следующий ход геологических событий: сначала произошло внедрение даек в некую породу, затем в результате гранитизации, носившей избирательный характер, порода была замещена гранитоидным материалом, а дайки, сложенные более устойчивой породой, сохранились в виде реликтов, лишь местами пересеченных жилками новообразованного гранита или частично ассимилированных (McIntyre, Reynolds, 1947; Goodspeed, 1955; Эскола, 1961; Демин, 1962; Миронов, 1965).

В Ы В О Д Ы. Заканчивая раздел о ксенолитах, содержащихся в различных типах гранитоидных плутонов, следует, очевидно, перечислить основные признаки, позволяющие различать ксенолиты из гранитоидов различного способа образования. Ксенолиты в магматических интродуцированных гранитоидах имеют неправильную форму и угловатые очертания. Им также свойственны резкие контакты без переходных зон. Размеры ксенолитов обычно не превышают нескольких метров. В магматических телах ксенолиты распределены равномерно, а не приурочены преимущественно к их контактам. Сложены такие ксенолиты неизменными или слабо измененными породами, не встречающимися в непосредственной близости к магматическим телам. В некоторых случаях достоверно устанавливается глубинное происхождение включений.

В магматических неинтродуцированных гранитоидах ксенолиты обычно имеют округлые формы и размеры большей частью от нескольких до первых десятков сантиметров. Изредка встречаются и гораздо более крупные включения размером в сотни метров и первые километры. Границы ксенолитов в гранитоидах этой разновидности обычно четкие, ширина переходной

зоны, если такая есть, не превышает нескольких миллиметров. Для размещения ксенолитов в магматическом теле характерна преобладающая приуроченность их к периферии массивов. Иногда наблюдается закономерное расположение ксенолитов, образующих просвечивающую структуру и продолжающих в гранитоиды складчатое строение вмещающих толщ. Сложены ксенолиты в эндоконтактных частях массивов роговиками, которые преобразуются по мере продвижения в глубь плутона в диоритоподобные мелкозернистые породы. Этим превращениям подвергаются самые разные исходные породы: алевролиты, песчаники, эффузивы и даже карбонатные породы, которые предварительно замещаются скарнами магматической стадии.

Ксенолиты в метасоматических гранитоидах имеют обычно удлиненную форму — плитообразную или лентообразную, а их размеры могут достигать нескольких квадратных километров. Характерным признаком являются постепенные переходы между ксенолитами и содержащими их гранитоидами. Ксенолиты в массивах метасоматических гранитоидов распространены неравномерно. Их гораздо больше в периферических, чем во внутренних частях плутонов. Сравнение состава и расположения включений и пород, вмещающих гранитоидное тело, показывает, что включения являются перемещенными реликтами вмещающих толщ, причем материал включений в той или иной степени гранитизирован (фельдшпатизирован).

КРИТЕРИИ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ

Обзор сведений о строении и составе гранитоидных плутонов и окружающих их пород показывает, что гранитоидные тела с различным механизмом образования отличаются друг от друга по ряду признаков. Эти признаки приведены в табл. 3. Каких-либо особых пояснений таблица не требует, поскольку легший в ее основу материал был более или менее подробно рассмотрен в соответствующих разделах. Вместе с тем **некоторые** замечания сделать все-таки необходимо. Дело в том, что не все признаки, вошедшие в таблицу, имеют **одинаковую ценность**. Одни из них генетически вполне однозначны и, будучи определены при изучении массива, позволяют достаточно уверенно установить способ его формирования. Другие носят лишь ориентировочный характер и говорят только о большей или меньшей вероятности определенного механизма формирования.

Представляется, что по относительной ценности и значимости перечисленные в таблице признаки целесообразно расположить в следующий ряд. Первым признаком, наиболее важным, в таком ряду следует поставить ксенолиты, потому что если происхождение, изменение и размещение ксенолитов установлены достаточно точно, это во многом приближает нас к ответу на вопрос о становлении данного гранитоидного плутона. Затем, очевидно, надо поместить такие признаки, как внутреннее строение плутонов и структурные соотношения их с вмещающими породами. Оба эти признака зачастую бывают взаимосвязанными, и какой из них более ценен, сказать трудно. Вслед за ними расположатся — опять же парой — характер контактов и изменения вмещающих пород. Предпоследнее место занимает, как ни странно, такой признак, как строение и состав гранитоидов. Хотя сведения о строении и составе гранитоидов и приводятся в настоящее время во многих работах как решающее доказательство способа формирования плутона, тем не менее анализ литературных данных показывает, что генетическая ценность этих сведений во многих случаях весьма сомнительна. Завершают ряд признаки, имеющие только ориентировочный характер, — это геологическое положение массивов, их морфология и размеры.

Помимо того, что упомянутые диагностические признаки, или критерии механизма формирования гранитоидных плутонов, имеют неодинаковую ценность, они далеко не всегда могут быть определены в полном наборе. Для этого необходима достаточно хорошая обнаженность изучаемых массивов, а она часто заставляет желать лучшего. У массивов микроклиновых гранитов, которые устойчивы к выветриванию и возвышаются поэтому обычно в виде скалистых возвышенностей, могут быть хорошо изучены их внутренние части, а контакты и вмещающие породы, напротив, бывают скрыты под толщей делювия. В этих случаях и характер контактов, и структурные соотношения с вмещающими породами могут остаться невыясненными. Гранитоиды повышенной основности, наоборот, выветриваются достаточно легко, вследствие чего массивы, сложенные ими, зачастую задернованы и плохо доступны изучению, тогда как окружающие измененные вмещающие породы окаймляют их в виде хорошо обнаженных гребней. В других массивах редки, а то и вовсе отсутствуют ксенолиты, что, естественно, тоже сильно затрудняет определение способа формирования этих плутонов. И, наконец, известны гранитоидные тела, вскрытые только одними буровыми скважинами. Информация о них исчерпывается сведениями о том, что в такой-то точке слагающие их

Критерии механизма образования гранитоидных плутонов

Признаки	Разновидности гранитоидных плутонов		
	интродуцированные магматические	неинтродуцированные магматические	метасоматические
1	2	3	4
Геологическое положение	Обычны для глубин менее 3 км. Располагаются обычно среди неметаморфизованных пород	В складчатых зонах приурочены к глубинам 3—10 км. Располагаются обычно среди слабых метаморфизованных пород	Приурочены к наиболее глубоким частям разрезом — глубины более 40 км — и непосредственно к зонам глубоководных разломов. Обычно ассоциируются с высокометаморфизованными породами
Морфология и размеры	Дайко- или штокообразные тела, большей частью небольшие, редко достигающие размеров в несколько сотен квадратных километров (кальдероплутоны)	Тела сложной формы с округлыми сглаженными очертаниями. Размеры до нескольких тысяч квадратных метров	Большой частью удлиненные тела неопределенной формы («масляное пятно») с перистыми очертаниями. Размеры до нескольких тысяч квадратных километров
Структурные соотношения с вмещающими породами	1. Во вмещающих породах обычно структурные нарушения, закономерно расположенные по отношению к гранитоидным телам 2. Мелкие плитообразные тела, большей частью секущие. Крупные штокообразные тела, обычно согласные вследствие облекания их вмещающими породами	1. Отсутствуют следы механического воздействия на вмещающие породы 2. Массивы занимают резко секущее положение по отношению к структурам вмещающих толщ	1. Отсутствуют следы механического воздействия на вмещающие породы 2. Массивы занимают согласное положение по отношению к региональным структурам вмещающих толщ. Очертания контактов подчинены особенностям залегания вмещающих пород

Характер контактов	Резкие контакты между гранитоидами и вмещающими породами	Последенные переходы от вмещающих пород к гранитоидам
Внутреннее строение плутонов	<p>1. Породы в пределах плутонов имеют устойчивый химический и минеральный состав</p> <p>2. Для эндоконтактовых фаций характерно мелко- и тонкозернистое строение гранитоидов</p> <p>3. В случаях ориентированного строения пород оно не зависит от структур вмещающих пород и определяется зачастую морфологией массивов</p>	<p>1. Внутреннее строение плутонов крайне неоднородно, что обусловлено чередованием многочисленных разновидностей пород, слагающих полосы, строение которых совпадает с ориентировкой вмещающих пород</p> <p>2. Уменьшения степени зернистости гранитоидов к контактам не наблюдается</p>
Состав гранитоидов	<p>1. Минеральный и химический состав гранитоидов не зависит от состава вмещающих пород</p> <p>2. Какие-либо реликты боковых пород в гранитоидах отсутствуют</p>	<p>3. Породы обладают гнейсовидностью, направление которой совпадает с залеганием вмещающих пород</p> <p>4. Четкая граница в минеральном и химическом составе между гранитоидами и вмещающими породами отсутствует. Характерна постепенность, изменений при переходе от вмещающих пород к гранитоидам</p> <p>2. В гранитоидах обычны реликтовые минералы или же унаследованные характерные</p>

1	2	3	4
Изменения вмещающих пород	Узкие, шириной до нескольких десятков, реже сотен метров зоны роговиков, по химическому составу аналогичны с неизменными вмещающими породами	Зоны роговиков шириной до нескольких километров. В роговиках повышенные — по сравнению с неизменными породами — содержания магнезиальных компонентов. В карбонатных породах обычны скарны магматической стадии. Иногда обнаруживаются кварцевые жилы прогрессивной стадии формирования плутонов	Фельдшпатизация вмещающих пород с образованием минеральных ассоциаций амфиболовой либо низов эпидиот-амфиболовой фаций метаморфизма, что обуславливает ретроградный характер изменений при гранитизации пород гранулитовой фации и прогрессивный метаморфизм слабо измененных пород
Ксенолиты	1. Ксенолиты размером до нескольких метров с неправильными формами и угловатыми очертаниями. Контакты резкие 2. Распределены ксенолиты в магматических телах равномерно	1. Ксенолиты размером большей частью от пескольных до первых десятков сантиметров, редко до сотен метров и пер-вых километров. Формы большей частью округлые, а грани-цы четкие 2. Для размещения ксеноли-тов характерна преимущественная приуроченность их к периферии массивов	Возможны проявления ос-новного фронта: зоны пород, обогащенных магнезиальными компонентами, скарны, скопления рудных минералов 1. Ксенолиты размером от пескольных метров до нескольких километров имеют плито- или лентообразную форму. Для них характерны постепенные переходы к гранитоидам 2. Ксенолиты содержатся в больших количествах по периферии плутонов, чем в их внут-ренних частях

3. Сложены ксенолиты различными измененными или слабо измененными породами, для которых иногда достоверно устанавливается глубинное происхождение

3. Сложены ксенолиты в эндоконтактных зонах роговиков, которые преобразуются во внутренних частях массивов в мелкозернистые диоритово-добные породы. Возможны ксенолиты кварцевых жил прорезывной стадии формирования плутонов. Иногда наблюдается закономерное расположение ксенолитов, образующих просвечивающую структуру

3. Сравнение состава и расположения ксенолитов с составом и строением вмещающих толщ показывает, что ксенолиты являются в разной степени измененными перемещенными реликтами боковых пород

породы имеют такое-то строение и состав, а этого совершенно недостаточно для установления механизма образования данного тела.

Между тем необходимость установления как можно большего количества признаков станет еще очевидней, если вспомнить, что некоторые из них далеко не однозначны в генетическом отношении. Например, резкие контакты с вмещающими породами присущи обоим разновидностям магматических гранитондов — интрудированным, и неинтрудированным, а поэтому позволяют лишь установить, что массивы с такими контактами не образовались путем метасоматоза, но не больше.

Дальше, тот факт, что ксенолиты являются перемещенными реликтами вмещающих толщ, может послужить основанием для утверждения, что массивы формировались путем замещения боковых пород, однако установить, каким было замещение — магматическим или метасоматическим, — по этому признаку нельзя. Точно также отсутствие механических нарушений во вмещающих породах свидетельствует лишь о том, что формирование плутона происходило не путем активного механического внедрения глубинной магмы. Однако остается совершенно не решенной проблема выбора между обо-

ими видами замещения и пассивным занятием магмой места погружающегося блока кровли.

Именно вследствие генетической неоднозначности почти каждого критерия, взятого в отдельности, что было тонко подмечено Г. Амштутцем (1959), необходимо как можно тщательнее изучать конкретные гранитоидные тела, потому что только достаточно полный набор критериев может позволить определить механизм образования плутонов. Именно об этом писал Г. Гудспид (1950), утверждая, что для определения способа формирования гранитоидного массива необходимо большое количество полевых и петрографических данных. Выводы же, говорил он, основанные на одном-двух критериях, не могут считаться обоснованными.

Тщательность изучения особенностей строения и состава как самих массивов, так и вмещающих пород необходима и потому, что плутоны могут формироваться в результате действия не одного процесса, например, интрузии или же магматического замещения, а нескольких, протекающих одновременно или сменяющих друг друга во времени. Сейчас трудно сказать, насколько часто встречаются подобные массивы со сложным механизмом формирования, однако можно предполагать, что их гораздо больше, чем плутонов, которые сформировались в результате действия какого-то одного процесса.

В ходе дискуссии о происхождении гранитов не раз говорилось, что разные части одного и того же гранитоидного массива могут образоваться по-разному, и поэтому неосторожным будет говорить о механизме формирования всего плутона на основании признаков, обнаруженных в какой-то его части. Различия в способе образования больше всего возможны между краевыми и внутренними частями плутонов. Об этом писали Н. Боуэн (1950) и Ф. Граут (1950). С этими авторами был согласен и П. Миш (Mish, 1949), который считал, что механизм формирования не должен устанавливаться на основе изучения лишь приконтактных участков. О возможности сочетания различных механизмов при образовании гранитоидных тел говорит и Ю. А. Кузнецов (1966), отмечая, что процесс внедрения магмы может сопровождаться процессом магматического замещения, в результате чего первичная камера может быть расширена и существенно переработана.

Действительно, подобные примеры известны. Один из самых типичных описан Э. Эккелом (Eckel et al., 1949). По его данным, расположенные на плато Колорадо монцонитовые и диоритовые массивы, залегающие среди осадочных пород палеозоя и мезозоя, содержат ксенолиты докембрийских пород.

Это, несомненно, доказывает, что массивы формировались путем внедрения глубинной магмы. Однако местами, где гранитоидные массивы прорывают слои песчаника, встречаются ксенолиты от нескольких сантиметров до сотен метров в длину, сохраняющие характер залегания и положение слоев, от которых они произошли. Механизм образования этих плутонов заключался, очевидно, в том, что внедрение гранитоидного расплава, вынесшего в магматическую камеру глубинные ксенолиты, сопровождалось затем усвоением определенного объема боковых пород, от которых в отдельных частях массивов сохранились непеременные реликты.

Сочетание признаков, указывающих на то, что образование гранитоидного тела происходило частично путем замещения, а частично путем перемещения магмы, известно еще в некоторых плутонах, однако описанные геологические соотношения не дают возможности полностью расшифровать способ формирования этих тел. Примером подобного рода может служить Ванчский гранитоидный массив на Западном Пампире (Хампов, 1962). В краевых частях этого плутона много ксенолитов, соответствующих по составу боковым породам, причем ориентировка ксенолитов совпадает со строением вмещающих толщ. В апикальной же части ксенолиты представлены разнородным материалом и дезориентированы, что может служить указанием на то, что расплав здесь был перемещен. Однако выяснить амплитуду перемещения и установить временные соотношения между процессом перемещения расплава и процессом замещения боковых пород описанные факты не позволяют. Действительно, наличие разнородных и дезориентированных ксенолитов в апикальной части массива может быть объяснено тем, что здесь произошла интрузия, вслед за которой уже в статических условиях магматическая камера была расширена. При этом в краевых ее частях сохранились непеременные остатки усвоенных боковых пород. Впрочем, такое объяснение описанных соотношений не является единственно возможным. Равновесной представляется такая последовательность событий, при которой сначала происходило магматическое замещение, а затем уже часть возникшего расплава в верхней части камеры претерпела перемещение на то или иное расстояние, в результате чего ксенолиты были перемещены.

Подобные случаи были описаны также А. Хитанен (Hietaanen, 1951) и Э. Виттен (Whitten, 1957). В плутоне Мерримак, Калифорния, и в Донегальском массиве, расположенном в Северо-Западной Ирландии, наряду с брекчиями дробления и дезориентированными ксенолитами — признаками, явно свиде-

тельствующими о перемещении магматического материала, — наблюдаются признаки замещения вплоть до постепенных переходов между гранитоидами и вмещающими породами. Но и здесь полностью выяснить способ образования гранитоидных тел и установить амплитуды перемещения расплава и время этого перемещения относительно процесса замещения вряд ли возможно без дополнительных сведений.

Кроме случаев, когда гранитоидные тела формируются в результате сочетания процесса перемещения магматического расплава и процесса замещения, известны примеры образования плутонов путем сочетания метасоматического замещения с замещением магматическим. Последовательность этих процессов всегда одна и та же: сначала исходные породы преобразуются в твердом состоянии, т. е. претерпевают метасоматические превращения, а затем уже подвергаются расплавлению, т. е. метасоматическое замещение перерастает в магматическое. Количественные соотношения между продуктами метасоматоза и продуктами кристаллизации магмы, возникшей за счет расплавления вмещающих пород, могут быть самыми разными. Иногда продукты метасоматоза, имеющие нестрый состав, слагают лишь периферические части гранитоидных тел и обуславливают постепенность переходов от гранитоидов к вмещающим породам. Центральные же части таких плутонов сложены массивными достаточно однообразными по составу гранитоидами, ксенолиты в которых имеют резкие границы. Иными словами, гранитоиды внутренних частей массивов несут черты магматического происхождения. К подобным плутонам могут быть отнесены массивы Улень-Туймского (Сергеева, 1963) и Мартайгинского (Дистанова, 1965) гранитоидных комплексов Кузнецкого Алатау.

Известны также гранитоидные тела, в которых количественные соотношения между гранитоидами, возникшими путем метасоматоза и путем магматического замещения, совершенно другие. Преобладающая часть пород в таких массивах образовалась путем метасоматоза, например, в батолите Чиллуок, штат Вашингтон, США (Mish, 1952). Этот плутон сложен преимущественно гранито-гнейсами, образовавшимися путем метасоматического замещения осадочных толщ. В отдельных местах среди гранитогнейсов располагаются тела достаточно однородных гранитов, лишенных полосчатости, которые, как полагает автор, образовались за счет кристаллизации расплава, возникшего в конечные стадии гранитизации.

Пластовский массив (Яновский, Туголесов, 1967), расположенный в Кочкарском районе на Урале, тоже сложен главным

образом метасоматическими гранито-гнейсами и полосчатыми плагногранитами, чередующимися с кристаллическими сланцами, кварц-биотит-полевошпатовыми гнейсами и амфиболитами. В этих породах могут быть обнаружены складчатые структуры, а состав их крайне неустойчив. В более глубоких частях массива, вскрытых горными выработками, залегают массивные плагнограниты с устойчивым составом. Контакты их с остальными породами иногда секущие и резкие. Авторы полагают, что образование плутона происходило путем гранитизации, причем массивные плагнограниты могли кристаллизоваться из расплава, возникшего в результате перерастания метасоматической гранитизации в плавление.

Вполне вероятно, что подобные описанным случаи сложного формирования гранитоидных плутонов более распространены, чем представляется сейчас. Возможно, большинство массивов образуется в результате совместного или последовательного действия нескольких механизмов. Очевидно, что при изучении подобных гранитоидных массивов может оказаться весьма важным определение, во-первых, масштабов проявления каждого процесса и, во-вторых, их последовательности. Автор надеется, что использование описанных в данной работе признаков, которые рекомендуются в качестве критериев механизма образования гранитоидных плутонов, может в какой-то степени облегчить решение этой задачи.

- Амштутц Г. К.* Гранитизация и минералообразование. ВСЕГЕИ, Новости зарубежной геологии, вып. 17, 1959.
- Афанасьев Г. Д.* О роли гранитизации в формировании гранитных массивов некоторых складчатых областей.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1951.
- Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранита.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
- Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранитов.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Баддингтон А.* Происхождение пород Северо-Западного Адирондака.— В кн. «Проблема образования гранитов». ИЛ, 1950.
- Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. ИЛ, 1963.
- Баймухамедов Х. Н., Терентьев В. В.* Генетические типы лейкократовых гранитов юго-восточной части Зирабулакских гор и их отношение к скарново-рудной минерализации района.— Тр. Ташкент. политехн. ин-та, вып. 25, 1964.
- Баклунд Х.* Проблема гранитизации.— В кн. «Проблемы образования гранитов». ИЛ, 1949.
- Баратов Р. Б.* Геолого-петрографические особенности интрузивов аплитовидных гранитов южного склона Гиссарского хребта.— Тр. Ин-та геол. наук АН ТаджССР, т. VIII, 1964.
- Барт Т.* Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Барт Т.* Измерения палеотемператур гранитных пород. Чтения им. Вернадского, вып. IV. Изд-во АН СССР, 1962.
- Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И.* Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование.— В кн. «Гранито-гнейсы». Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Изд. АН УССР, 1960.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
- Белянкин Д. С.* Последовательность кристаллизации полевых шпатов в гранитовых породах.— Избр. тр., т. II, 1958.
- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А.* К вопросу о генезисе и структурном положении гранитов северо-западной части Енисейского кряжа.— Вестн. МГУ, сер. IV, «Геология», № 6, 1963.
- Беус А. А.* О механизме образования идиоморфных кристаллов редкометалльных минералов в процессах замещения.— Тр. ИМГРЭ, вып. 7, 1961.
- Блохина Н. А.* Явления ассимиляции, гранитизации и грейзенизации в Майхуринском гранитоидном массиве.— Тр. Ин-та геол. наук АН ТаджССР, т. VI, 1962.
- Боуэн Н.* Магмы.— В кн. «Проблемы образования гранитов». ИЛ, 1949.
- Боуэн Н.* Гранитная проблема и метод многократных предубеждений.— В кн. «Проблема образования гранитов», ИЛ, 1950.

- Буданов В. И.* Гранитоиды ледника Федченко.— Тр. Ин-та геол. наук АН ТаджССР, т. VIII, 1964.
- Булдыгеров В. В.* О метаморфизме среднепротерозойских образований северной части Байкальского хребта.— В сб. «Магматические и метаморфические образования Сибири». «Недра», 1966.
- Варданыц Л. А.* Мозаичные блок-кристаллы плагиоклаза.— Зап. Всес. минералог. об-ва, т. 95, № 5, 1966.
- Васильева В. И.* Среднепалеозойские кристаллические сланцы и гнейсы Иртышской зоны смятия.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 98, 1963.
- Вертушков Г. Н.* Гранитизация железистых кварцитов восточной контактной зоны Уфалейского гранитного массива на Урале.— Изв. вузов, «Геология и разведка», № 12, 1958.
- Вильямс Х.* и др. Петрография. ИЛ, 1957.
- Виноградская Г. М.* Генезис гранитоидов Златоустовского района на Урале.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 96, 1963.
- Виноградская Г. М.* Петрология гранитоидов Уфалейского района на Урале.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 119, 1964.
- Вишневская И. И.* К вопросу о происхождении гнейсов Атаусуйского района.— Тр. МГРИ, т. 31, 1957.
- Гаврилова С. П.* Процессы гранитизации кристаллических пород северо-западной части Иртышской зоны смятия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. 35, вып. 6, 1960.
- Гапеева Г. М.* О характере связи процессов петрогенезиса и тектогенеза.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений», «Наука», 1964.
- Гендлер В. Е.* Дайки аплитов и жильных гранитов Усть-Беловского массива.— Изв. вузов, «Геология и разведка», № 2, 1961.
- Герасимов А. П.* Кристаллические породы северных лакколлитов Пятигорья.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 93, 1937.
- Граменицкий Е. Н.* Возрастные отношения магнезиальных и известковых скарнов при совместном распространении и особенности условий их образования.— Вестн. МГУ, сер. «Геология», № 1, 1966.
- Граут Ф.* Происхождение гранитов.— В кн. «Проблема образования гранитов». ИЛ, 1950.
- Гудспид Г.* Происхождение гранитов.— В кн. «Проблема образования гранитов». ИЛ, 1950.
- Дембо Т. М.* Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау.— Сов. геология, № 51, 1956.
- Демин А. М.* О спессартитах зоны гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа.— Вестн. МГУ, сер. «Геология», № 4, 1962.
- Дистанова А. Н.* Мартайгинский гранитоидный комплекс.— В кн. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области», 1965.
- Дмитриевский В. С.* К вопросу о формировании некоторых молодых гранитов Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.
- Добрецов Н. Л.* и др. Фации регионального метаморфизма СССР. «Наука», 1966.
- Другова Г. М., Неелов А. Н.* Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта.— Тр. ЛАГЕД, вып. 11, 1960.
- Другова Г. М.* и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района.— Тр. ЛАГЕД, вып. 8, 1959.
- Дук Г. Г.* Повторная гранитизация архейских образований района пос. Кировского Амурской области.— В кн. «Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР». «Наука», 1966.

- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. ЛГУ, 1959.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Тр. ИГЕМ, вып. 14, 1959.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарнорудных месторождений.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1960.
- Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». «Недра», 1965.
- Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты.— Зап. Всес. минералог. об-ва ч. 29, № 2, 1950.
- Залуцкий В. В., Лядов Ю. С. О псевдодайках Шерловогорского гранитного массива.— Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. минералог. об-ва, вып. 3, 1962.
- Исамухамедов И. М., Расулев Ш. К. О происхождении порфиоровидной структуры интрузивных пород Кара-Тюбе.— Зап. Узб. отд. Всес. минералог. об-ва, вып. 8, 1955.
- Казакон Л. Р. Миграция элементов при ультраметаморфизме пород восточной окраины Украинской железорудной провинции.— В кн. «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов». «Наука и техника», 1965.
- Калинин А. С. и др. О связи процесса образования вкрапленников калишпата с тектоникой массива.— ДАН СССР, т. 173, № 2, 1967.
- Кецховели Д. Н., Шенгелиа Д. М. Метасоматические зональные плагноклазы в Цейском гранитоидном массиве на Северном Кавказе.— ДАН СССР, т. 166, № 6, 1966.
- Ковригина Е. К. Метаморфические комплексы докембрия Енисейского кряжа.— В кн. «Магматические и метаморфические образования Сибири». «Недра», 1966.
- Комаров В. П. О связи образования магнезиальных скарнов с гранитизацией.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1959.
- Кононоз А. Н. Позднепалеозойский Яломанский гранитоидный комплекс Центральной части Горного Алтая. Автореф. канд. дисс., 1965.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридной гранитизации на примерах некоторых гранитных интрузий Центрального Казахстана.— Тр. ИГН АН СССР, сер. петрограф., вып. 148, 1953.
- Коптев-Дворников В. С. и др. Гранитные формации малых глубин.— В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн. «Академику Д. С. Белянину». Изд. АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Дифференциальная подвижность компонентов и метасоматическая зональность при метаморфизме. Intern. Geol. Congr., 18-th sec. (1948), Repts., Pt. III, 1950.
- Коржинский Д. С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

- Коржинский Д. С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С.* Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов.— Геология рудных месторожд., № 2, 1966.
- Краковский Ю. С.* К вопросу о генезисе гранито-гнейсов Соукталяского массива (Северный Улутай).— Изв. вузов, «Геология и разведка», № 7, 1962.
- Кропоткин П. Н.* О происхождении гранитов.— Сов. геология, № 9, 1949.
- Кропоткин П. Н.* Значение тектонических процессов для образования кислых магм.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 47, 1941.
- Кузнецов Ю. А.* Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа.— Матер. по геологии Зап. Сибири, № 15 (57), 1941.
- Кузнецов Ю. А.* Геология Северо-Западного Алтая.— В кн. «Геология СССР», т. XIV. Госгеолиздат, 1948.
- Кузнецов Ю. А.* Схема классификации фаций магматических пород.— Тр. Горн.-геол. ин-та ЗСФ АН СССР, вып. 5, 1949.
- Кузнецов Ю. А.* Фации магматических пород.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. II. Изд. АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю. А.* Происхождение магматических пород.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю. А.* О гетерогенности магматических пород (на примере гранита).— Геология и геофизика, № 10, 1961.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А.* О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел.— Геология и геофизика, № 6, 1966.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г.* Явления ассимиляции на примере малых интрузий Гюмушханского комплекса в Армении.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1960.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Проблема магмы (статья I). Избр. тр., т. I. Изд. АН СССР, 1941.
- Лобач-Жученко С. Б., Яскевич Н. И.* О составе биотитов из гранитов Юго-Западной Карелии как одном из критериев генезиса гранитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1966.
- Ляхович В. В.* Об одном случае ассимиляции обломков гранитной магмой.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Ляхович В. В.* Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, 1953.
- Марфуни А. С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.
- Менерт К.* Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
- Миронов Ю. П.* Реликтовые дайки как источник ксенолитов в гранитоидных породах (пример реомобилизации гранодiorита).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, № 6, 1965.
- Мищенко В. С.* Форма Кыркудукского плутона и проблема пространства.— Сов. геология, № 7, 1965.
- Морковкина В. Ф.* К вопросу о роли контаминации и ассимиляции в образовании гранитоидов (на примере Полярного Урала).— В кн. «Геология и геохимия гранитных пород». «Наука», 1965.
- Наковник Н. И.* О некоторых закономерностях метасоматических процессов (по поводу статьи В. А. Жарикова «Некоторые закономерности метасоматических процессов»).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1967.

- Нехорошев В. П.* Тектоника Алтая. «Недра», 1966.
- Ниггли П.* Проблема образования гранитов.— В кн. «Проблемы образования гранитов». ИЛ, 1949.
- Николаев В. А.* О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
- Ог Э.* Геология, т. I (Геологические явления), 1914.
- Павлинов В. Н.* О структуре некоторых лакколлитов Кавказских Минеральных Вод.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 21, вып. 2, 1946.
- Павлинов В. Н.* Общие черты строения лакколлитов района Кавказских Минеральных Вод.— Тр. МГРИ, т. 23, 1948.
- Перрен Р., Рубо М.* О гранитной проблеме.— В кн. «Проблема образования гранитов», ИЛ, 1950.
- Перчук Л. Л.* Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры.— ДАН СССР, т. 169, № 6, 1966.
- Петров В. П., Лебедев А. П.* Отзыв о книге Г. М. Заридзе «Петрография магматических и метаморфических пород Грузии».— Изв. вузов, «Геология и разведка», № 6, 1963.
- Повилайтис М. М.* К истории формирования гранитного массива Куу в Центральном Казахстане и связанного с ним оруденения.— Геология рудных месторождений, № 5, 1964.
- Полканов А. А.* и др. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов.— В кн. «Химия земной коры», т. I. Изд. АН СССР, 1963.
- Половинкина Ю. И.* О происхождении кордьеритовых гранитов — Бердичевский «гранит» Украины.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 98, 1963.
- Поспелов Г. Л.* О морфогенетической зональности интрузивов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолиздат, 1960.
- Потапьев В. В.* Граниты Кольванского массива и связанное с ними оруденение.— В кн. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Новосибирск, «Наука», 1965.
- Потапьев В. В., Маликова И. Н.* Положение редкометального оруденения в процессе становления многофазного гранитного массива.— Изв. Забайкальского отд. геогр. об-ва СССР, т. I, вып. 4, 1965.
- Рабинович К. Р.* Петролого-металлогенетические особенности области сопряжения полиметаллического и редкометального поясов в Южном Алтае. Автореф. канд. дисс., 1965.
- Рейнольдс Д. Л.* Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации.— В кн. «Проблема образования гранитов». ИЛ, 1950.
- Рестолл Р.* Проблема гранита.— В кн. «Проблемы образования гранитов». ИЛ, 1949.
- Рид Х.* Размышления о граните.— В кн. «Проблемы образования гранитов». ИЛ, 1949.
- Рид Х.* Граниты и граниты.— В кн. «Проблема образования гранитов». ИЛ, 1950.
- Рид Х.* Гранитные серии в подвижных поясах.— В кн. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Розенбуш Г.* Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Сарбонян М. Х.* О механическом воздействии гранитов массива.— Изв. на вмещающие породы (Северный Кавказ).— Сов. геология, № 8, 1964.
- Свириденко А. Ф.* Метасоматические аплиты в гранитондах Западного Узбекистана.— Узб. геол. ж., № 6, 1960.

- Сергеева Е. С.* О некоторых особенностях и происхождении Улень-Туимского гранитоидного комплекса.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 33, 1963.
- Слободской Р. М.* Определение величины интрузивного давления при формировании субвулканических гранитов (на примере плутонов района Кавказских Минеральных Вод).— ДАН СССР, т. 163, № 2, 1965.
- Слободской Р. М.* Просвечивающие структуры в гранитоидах Нарымского массива на Южном Алтае.— ДАН СССР, т. 168, № 2, 1966.
- Слободской Р. М.* Структурные условия формирования некоторых гранитоидных массивов Центрального Алтая.— Геология и геофизика, № 5, 1966.
- Слободской Р. М.* Гидротермальная минерализация прогрессивной стадии формирования гранитоидных плутонов.— ДАН СССР, т. 173, № 1, 1967.
- Слободской Р. М.* Контактные скарны Усть-Чуйского гранитоидного массива в Центральном Алтае.— Геология и геофизика, № 8, 1968.
- Снятков Б. А., Снятков Л. А.* О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца.— В кн. «Современный вулканизм Северо-Востока Сибири». «Наука», 1964.
- Соболев Н. Д.* и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. Госгеолиздат, 1959.
- Соболев Р. Н.* Акцессорные минералы массива Коккудуктубе и некоторые вопросы гибридности.— Вестн. МГУ, «Геология», № 1, 1966.
- Стрыгин А. И.* Гранитизация пород в Украинском щите.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд. АН СССР, 1963.
- Стрыгин А. И.* Гранитизация пород и рудообразование в Украинском щите.— В кн. «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов». «Наука и техника», 1965.
- Судовиков Н. Г.* Метасоматические граниты.— Вестн. ЛГУ, № 10, 1950.
- Судовиков Н. Г.* Fe — Mg — Са метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы основного фронта.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- Судовиков Н. Г.* Ультраметаморфизм и гранитообразование.— Вестн. ЛГУ, № 6, 1959.
- Судовиков Н. Г.* Вопросы связи оруденения с гранитами.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолиздат, 1960.
- Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.
- Тернер Ф., Ферхуген Д.* Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Тетяев М. М.* Основы геотектоники. ОНТИ, 1934.
- Трусова И. Ф.* Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана.— В кн. «Гранито-гнейсы». Докл. сов. геол. на XXI сес. МГК. Изд. АН УССР, 1960.
- Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е.* Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах.— В кн. «Геохимия редких элементов в связи с проблемами петрогенезиса». Изд. АН СССР, 1959.
- Файф У.* и др. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
- Филипов В. А.* Абсолютный возраст Центральной Алблы.— Вестн. АН КазССР, № 2, 1965.
- Хаджиев Т. Ш.* Пример образования известковых скарнов в магмати-

- ческую стадию (Кумышканское рудное поле, Кураминская подзо-
на).—Матер. ко II конф. по околорудн. метасоматизму, 1966.
- Хамидов М. Х.* Ассимиляционные процессы и их признаки в раннеальпий-
ском гранитоидном комплексе Западного Памира (на примере Ванч-
ского интрузива).—Тр. ИГ АН ТаджССР, т. VI, 1962.
- Хольтедаль У.* Геология Норвегии, т. I. ИЛ, 1957.
- Хорева Б. Я.* Типы регионального метаморфизма и тектонические условия
их проявления в подвальных поясах.—Геотектоника, № 6, 1966.
- Шабынин Л. И.* О некоторых особенностях образования рудоносных скар-
нов в доломитовых контактах.—Геология рудных месторожд., № 1,
1961.
- Шабынин Л. И.* О некоторых связанных с гранитизацией метасоматических
преобразованиях гнейсовых толщ, заключающих доломитовые мрам-
оры.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1967.
- Шахов Ф. Н.* К вопросу о происхождении гранитных магм.—Минералог.
сб. Львов. геол. об-ва, № 10, 1956.
- Шахов Ф. Н.* О происхождении гранитных магм и рудных месторожде-
ний.—В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Гос-
геолиздат, 1960.
- Шахов Ф. Н.* Основные направления научных исследований в золотонес-
ных районах Сибири.—Геология и геофизика, № 10, 1961.
- Шахов Ф. Н.* Магма и руды.—Геология и геофизика, № 10, 1966.
- Шевченко Е. В.* Строение некоторых гранитных плутонов Центрального Ка-
захстана и методы их исследования.—Изв. Казах. фил. АН СССР,
сер. геол., вып. 4—5, 1945.
- Шипулин Ф. К.* К теории процессов контактового метаморфизма.—Геоло-
гия рудных месторожд., № 3, 1960.
- Шубер Ж.* Происхождение гранитов и ядерная геофизика.—ВСЕГЕИ, Но-
вости зарубежной геологии, вып. 17, 1959.
- Щерба Г. Н.* Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Ал-
тае. Изд. АН КазССР, 1957.
- Щербаков Ю. Г., Пережоев Г. А.* О геохимической связи золотого оруде-
нения с интрузиями и вмещающими их породами в Западной Сибир-
и.—Геохимия, № 9, 1963.
- Эскола П.* Геологические и геохимические особенности кристаллического
фундамента Финляндии.—В кн. «Физ.-хим. проблемы формирования
горных пород и руд». Изв. АН СССР, 1961.
- Яновский В. М., Туголесов Л. Д.* Особенности состава и строения Пластов-
ского массива плагногранитов (Кочкарское месторождение).—Сов.
геология, № 5, 1967.
- Adams F. D., Barrow A. E.* Geology of Haliburton and Bancroft areas pro-
vince of Ontario.—Geol. Surv. Canada Mem., № 6, 1910.
- Akaad M. K.* The Ardara granitic diapir of County Donegal, Ireland.—
Quart. Jour. Geol. Soc., v. 112, № 447, pt. 3, 1956.
- Allen J. C.* Structure and petrology of the Royal stock, Flint Creek Range,
central-western Montana.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, № 3, 1966.
- Anderson G. H.* Granitization, albitization and related phenomena in the
North-Western Inyo Range of California—Nevada.—Bull. Geol. Soc.
Amer., v. 48, № 1, 1937.
- d'Aoust V.* Note sur l'origine metamorphique du granite des environs de Vire
(Calvados).—Bull. Soc. Géol. Fr., 2-e sér., III, 1845.
- Aramaki S.* Chemical composition of magma and feldspar phenocrysts of the
granite porphyry complex (so-called Kumano acid rocks) in Southe-
astern Kii peninsula, Japan.—Jour. Geol. Soc. Japan, v. 73, № 4, 1967.
- Ariens C. P. et al.* The discordance of mineral ages in granitic rocks resul-

- ting from the redistribution of rubidium and strontium.—Trans. Amer. Geophys. Union, v. 47, № 1, 1966.
- Backlund H. G.* Some observations on homogenization and on geochemical discontinuities in granite areas.—Intern. Geol. Congr., 18-th ses., London, Reprt., Pt. III, 1950.
- Balk R.* Inclusions and foliation of the Harney Peak granite, Black Hills, South Dakota.—Jour. Geol., v. 39, № 8, 1931.
- Barrois C.* Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts.—Annales Soc. géol. du Nord, XII, 1884.
- Barth T. F. W.* The feldspar geologic thermometers.—Neue Jb. Miner., v. 82, № 1—2, 1951.
- Becke F.* Über Mineralbestand und Structur der cristallinen Schiefer.—Acad. Wiss. Wien Denskr., Math.-naturv., Kl., v. 25, № 1, 1913.
- Billings M. P.* The petrology of the North Conway quadrangle in the White Mountains of New Hampshire.—Amer. Acad. Arts and Sci. Proc., v. 63, № 1, 1928.
- Billings M. P.* Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire.—Amer. Jour. Sci., v. 234-a, 1945.
- Blackwelder E., Beddley E.* Relations between batholiths and schistosity.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 36, № 1, 1925.
- Boone G. McG.* Significance of oscillatory zoning in alkali and plagioclase feldspars in granodiorite from Northern Maine.—Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, № 12, pt. II, 1959.
- Bowen N. L.* Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology.—Amer. Jour. Sci., v. 33, № 1, 1937.
- Buddington A. F., Whitecomb L.* Geology of the Willsboro quadrangle, New York.—N. Y. State Mus. Bull., 325, 1941.
- Butler J. R.* Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. 6. Cathedral Peak area, Montana.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, № 1, 1966.
- Cannon R. T.* Plagioclase zoning and twinning in relation to the metamorphic history of some amphibolites and granulites.—Amer. Jour. Sci., v. 264, № 7, 1966.
- Chapman C. A.* Diabase-granite composite dikes with pillow-like structure, Mount Desert island, Maine.—Jour. Geol., v. 70, № 5, 1962.
- Chayes F.* The finer-grained calcalkaline granites of New England.—Jour. Geol., v. 60, № 2, 1952.
- Christie A. M.* Goldfields.—martin Lake maparea, Saskatchewan.—Geol. Surv. Canada Mem., № 269, 1953.
- Compton R. R.* Trondjemite batholith near Bidwell Bar, California.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, № 1, 1955.
- Coombs H. A.* Granitization of Swauk arkose near Wenatchee, Washington.—Amer. Jour. Sci., v. 248, № 6, 1950.
- Corbin P., Oulianoff N.* Recherches tectoniques dans la partie centrale du Mont Blanc.—Bull. Soc. vaud. Sc. Nat., № 50, 1926.
- Dickson F. W., Ball K.* Chemical variations within the granitic Herefoss pluton, Southern Norway.—Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, № 82, 1965.
- Dietz R. S.* Sudbury structure as an astrobleme.—Jour. Geol., v. 72, № 4, 1964.
- Drescher-Kaden F. K.* Die Feldspat-Quarz Reaktionsgefüge der Granite und Gneise.—Miner. und Petrogr. in Einzeldarst., № 1, 1948.
- Eckel E. B. et al.* Geology and ore deposits of the La Plata district, Colorado.—U.S. Geol. Survey Prof. Paper, № 219, 1949.
- Eckelman F. D., Kulp J. L.* The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Cranberry and Henderson granites in western North Carolina.—Amer. Jour. Sci., v. 254, № 5, 1956.

- Eckelman F. D., Poldervaart A.* Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. I. Archean history of the Quad Creek area.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, № 12, 1957.
- Emerson D. O.* Granitic rocks of the Mt. Barcroft quadrangle, Inyo batholith, California—Nevada.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, № 2, 1966.
- Engel A. E. J., Engel C. G.* Metasomatic origin of large parts of the Adirondack phacolith.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 74, № 3, 1963.
- Eskola P.* On the igneous rocks of Svatoy Noss in Transbaikalia.—Översikt av Finska Vet.—Soc. Förhandl., v. LXII, A, № 1, 1921.
- Eskola P.* On cotact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts.—Jour. Geol., v. 30, № 4, 1922.
- Eskola P.* The nature of metasomatism in the processes of granitization.—Intern. Geol. Congr., 18-th ses., London, Repts., pt. III, 1950.
- Eskola P.* About the granite probleme and some masters of the study of granite.—Bull. Comm. géol. Finlande, 168, 1955.
- Eskola P.* Postmagmatic potash metasomatism of granite.—Bull. Comm. géol. Finlande, 172, 1956.
- Eskola P.* Granitization of quartzose rocks.—Bull. Comm. géol. Finlande, 196, 1961.
- Felici M.* Observations on granitization and its characteristic in some rocks near Keuruu.—Bull. Comm. géol. Finlande, 212, 1964.
- Gavelin S.* On the relations between kinetometamorphism and metasomatism in granitization.—Geol. Fören. i Stockholm Förh., v. 82, № 2 (501), 1960.
- Gindy A. R.* Progressive replacement of limestone inclusions in granite at Ballynacarrick, Co. Donegal.—Geol. Mag., v. 90, № 3, 1953.
- Glover J. E., Hosemann P.* Authigenic high sanidine from Western Australia.—Nature, v. 214, № 5085, 1967.
- Goodspeed G. E.* Small granodiorite blocks formed by additive metamorphism.—Jour. Geol., v. 45, № 7, 1937.
- Goodspeed G. E.* Dilation and replacement dikes.—Jour. Geol., v. 48, № 2, 1940.
- Goodspeed G. E.* Xenoliths and skialiths.—Amer. Jour. Sci., v. 246, № 8, 1948.
- Goodspeed G. E.* Replacement and reomorphic dikes.—Jour. Geol., v. 60, № 4, 1952.
- Goodspeed G. E.* Rheomorphic breccias.—Amer. Jour. Sci., v. 251, № 6, 1953.
- Goodspeed G. E.* Relict dikes and relict pseudodikes.—Amer. Jour. Sci., v. 253, № 3, 1955.
- Goodspeed G. E.* Some textural features of magmatic and metasomatic rocks.—Amer. Miner., v. 44, № 3—4, 1959.
- Goodspeed G. E., Coombs H. A.* Replacement breccias of the lower Keecheilus.—Amer. Jour. Sci., v. 36, № 1, 1937.
- Goodspeed G. E., Fuller R. E.* Replacement aplite breccia.—Jour. Geol., v. 52, № 4, 1944.
- Gorai M.* Petrological studies on plagioclase twins.—Amer. Miner., v. 36, № 11—12, 1951.
- Green A. H.* Physical Geology, 1882.
- Greenwood R.* Younger intrusive rocks of the Plateau province, Nigeria, compared with the alcaic rocks of New England.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, № 10, 1951.
- Grout F. F.* Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 48, № 12, 1937.
- Grout F. F.* Formation of igneous-looking rocks by metasomatism.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, № 10, 1941.

- Guimaraes D.* Mineral deposits of magmatic origin.— *Econ. Geol.*, v. 42, № 8, 1947.
- Hagner et al.* Host rock as a source of magnetite ore, Scott mine, Sterling Lake, N.Y. — *Econ. Geol.*, v. 58, № 5, 1963.
- Haller J.* Probleme der Tiefentektonik, Bauformen im Migmatit-Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden.— *Geol. Rundsch.*, Bd. 45, № 2, 1956.
- Härme M.* Examples of granitization of plutonic rocks.— *Bull. Comm. géol. Finlande*, 180, 1958.
- Härme M.* Examples of the granitization of gneisses.— *Bull. Comm. géol. Finlande*, 184, 1959.
- Härme M., Siivola J.* Plagioclase zoning in a gabbroic dike from Alatornio, Northern Finland.— *Bull. Comm. géol. Finlande*, 222, 1966.
- Heimlich R. A.* Reconnaissance of the Precambrian core of the Bighorn mountains, Wyoming.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, № 82, 1965.
- Hibbard M. J.* Origin of some alkalifeldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis.— *Amer. Jour. Sci.*, v. 263, № 3, 1965.
- Hietanen A.* Metamorphic and igneous rocks of the Merrimac area, Plumas National Forest, California.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 62, № 6, 1951.
- Higazy R.* Significance of the orthoclase-albite-anortite, and the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 equilibrium diagrams in igneous petrogeny.— *Amer. Miner.*, v. 35, № 11—12, 1950.
- Hunt C. B.* Cenozoic geology of the Colorado plateau.— *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, № 279, 1956.
- Joplin G. A.* The granitization process and its limitations as exemplified in certain parts of New South Wales.— *Geol. Mag.*, v. 69, № 1, 1952.
- Kim C. W., Sako S.* On composition and ordering of plagioklases in neogene — tertiary holocrystalline rocks.— *Jour. Geol. Soc. Japan*. v. 73, № 1, 1967.
- King B. C.* The textural features of the granite and invaded rocks of the Singo batholith of Uganda and their petrogenetic significance.— *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 103, pt. 1, № 409, 1947.
- King B. C.* The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi area of the northern provinces of Nigeria and the criteria that indicate a nondilational mode of emplacement.— *Jour. Geol.*, v. 56, № 5, 1948.
- Kingsley L.* Cauldron-subsidence of the Ossipee Mountains.— *Amer. Jour. Sci.*, v. 22, № 128, 1931.
- Knopf A.* The Boulder batholith of Montana.— *Amer. Jour. Sci.*, v. 255, № 1 1957.
- Kouvo O.* Radoactive age of some finnish pre-cambrian minerals.— *Bull. Comm. géol. Finlande*, 182, 1958.
- Lacroix A.* Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact.— *Bull. Serve Carte géol.*, № 64, 1898.
- Lacroix A.* Mineralogie Madagascar, v. II, 1922.
- Langston C. M.* Geology of the northeastern part of the Idaho batholith and adjacent region in Montana.— *Jour. Geol.*, v. 43, № 1, 1935.
- Larsen L. H., Poldervaart A.* Petrologic study of the Bald Rock batholith near Bidwell Bar, California.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 72, № 1, 1961.
- Levy M.* Note sur la formation gneissique du Morvan et comparaison avec quelques autres regions de meme nature.— *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3-ser., VII, 1882.
- Levy M.* Contribution a l'étude du granite de Flamanville et des granites francais en general.— *Bull. Serv. Carte géol.*, V, № 36, 1893.

- Locke A.* Granite and ore.—Econ. Geol., v. 36, № 4, 1941.
- Locke et al.* Sierra Nevada tectonic pattern.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, № 4, 1940.
- Marmo V.* On the stability of potash feldspars.—Bull. Comm. géol. Finlande, 184, 1959.
- Marmo V.* On the albite of granitic rocks.—Bull. Comm. géol. Finlande, 196, 1961.
- Marmo V.* On granites.—Bull. Comm. géol. Finlande, 201, 1962.
- Martin H. et al.* The Damaraland sub-volcanic ring complexes in South West Africa.—Report of XX Ses. Intern. Geol. Congr., pt. XIII, 1960.
- McGregor M., Wilson G.* On granitization and associated processes.—Geol. Mag., v. 76, № 900, 1939.
- McIntyre D. B., Reynolds D. L.* Chilled and "baked" edges as criteria of relative age.—Geol. Mag., v. 84, № 1, 1947.
- Miller J. A., Flinn D.* A survey of the relations of Shetland rocks.—Geol. Jour., v. 5, № 1, 1966.
- Miller W. J.* Observations on pseudo-dikes and foliated dikes.—Jour. Geol., v. 53, № 2, 1945.
- Mish P.* Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Pt. I.—Amer. Jour. Sci., v. 247, № 4, 1949₁.
- Mish P.* Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Pt. II. Static granitization of Sheku Area, Northwest Yunnan (China).—Amer. Jour. Sci., v. 247, № 6, 1949₂.
- Mish P.* Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Pt. III. Relationship of synkinematic and static granitization.—Amer. Jour. Sci., v. 247, № 10, 1949₃.
- Mish P.* Geology of the northern Cascades of Washington.—The Mountaineer, v. 45, № 1, 1952.
- Mish P.* Zoned plagioclase in metamorphic rocks.—Amer. Miner., v. 40, № 3—4, 1955.
- Moorhouse W. W.* The paragenesis of accessory minerals.—Econ. Geol., v. 51, № 3, 1956.
- Moorhouse W. W.* Significance of accessory minerals in igneous rocks.—Amer. Miner., v. 39, № 3—4, 1954.
- Muir J. D.* A local potassic modification of the Ballachulish granodiorite.—Geol. Mag., v. 90, № 3, 1953.
- Noble J. A.* Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma.—Jour. Geol., v. 60, № 1, 1952.
- Nockolds S. R.* Some theoretical aspects of contamination in acid magmas.—Jour. Geol., v. 41, № 6, 1933.
- Nockolds S. R.* The contaminated tonalite of Loch Awe, Argill.—Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 90, № 359, 1934.
- Nockolds S. R., Scoon J. H.* The "pseudodiorites" of Diellette.—Miner. Mag., v. 34, 1965.
- Noe-Nygaard M. A., Berthelsen A.* On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West Greenland.—Medel. Dansk. Forh., v. 12, № 3, 1952.
- Oyawoye M. O.* The petrology of the district around Bauchi, Northern Nigeria.—Jour. Geol., v. 70, № 5, 1962.
- Perrin R.* Granite again.—Amer. Jour. Sci., v. 254, № 1, 1956.
- Pitcher W. S., Read H. H.* Contact metamorphism in relation to manner of emplacement of the granites of Donegal, Ireland.—Jour. Geol., v. 71, № 3, 1963.
- Pitcher W. S., Sinha R. C.* The petrochemistry of the Ardara aureole.—Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 113, № 451, 1958.

- Pittman E. D.* Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance.—*Jour. Sediment. Petrol.*, v. 33, № 2, 1963.
- Poldervaart A.* Statistical studies of zircon as a criterion in granitization.—*Nature*, v. 165, № 4197, 1950.
- Ramberg H.* The facies classification of rocks: a clue to the origin of quartz-feldspathic massifs and veins.—*Jour. Geol.*, v. 57, № 1, 1949.
- Ramberg H.* The origin of metamorphic and metasomatic rocks, 1952.
- Reynolds D. L.* The south-western end of the Newry igneous complex.—*Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 99, № 2, 1944.
- Reynolds D. L.* The association of basic „fronts” with granitization.—*Sci. Progress*, v. 35, № 2, 1947₁.
- Reynolds D. L.* Hercynian Fe—Mg metasomatism in Cornwall: a reinterpretation.—*Geol. Mag.*, v. 84, № 1, 1947₂.
- Reynolds D. L.* The difference in optics between volcanic and plutonic plagioclases, and its bearing on the granite problem.—*Geol. Mag.*, v. 89, № 4, 1952.
- Reynolds D. L.* Granite: some tectonic, petrological and physicochemical aspects.—*Geol. Mag.*, v. 95, № 5, 1958.
- Richey J. E.* Tertiary ring structures in Britain.—*Trans. Geol. Soc., Glasgow*, v. 19, № 1, 1932.
- Rouse J. T.* et al. Petrology, structure, and relation to the tectonics of porphyry intrusions in the Beartooth Mountains, Montana.—*Jour. Geol.*, v. 45, № 7, 1937.
- Sabine P. A.* The Strontian granite complex, Argillshire.—*Bull. Geol. Survey Gr. Brit.*, № 20, 1963.
- Sen G. D. K.* Morphological study of zircons in the granitic rocks and associated metasediments of the area around Muri—Silli—Jhalida, Ranchi and Purulia districts.—*Jour. Mines, Metals and Fuels*, v. 14, № 9, 1966.
- Sen S.* Structural aspects of the granite problem.—*Proc. Nat. Inst. Sci. India*, v. A 31, № 3, 1965.
- Stewart A. J.* Petrography, structure, and mode of emplacement of the Cobaw granite, Victoria.—*Proc. Royal Soc. Victoria*, new series, v. 79, pt. 2, 1966.
- Stringham B.* Differences between barren and productive intrusive porphyry.—*Econ. Geol.*, v. 55, № 8, 1960.
- Sullivan C. I.* Ore and granitization.—*Econ. Geol.*, v. 43, № 6, 1948.
- Taubeneck W. H.* Geology of the Elkhorn Mountain batholith.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 68, № 2, 1957.
- Termier P.* Les schistes cristallins des Alpes occidentales.—*C. R. IX Congr. Géol. Intern.*, Vienna, 1904.
- Tilley C. E.* An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye.—*Geol. Mag.*, v. 86, № 2, 1949.
- Tonosaki Y.* The plagioclase found in the hornfels originated from the neogene strata at Oshina—Tobetsu in the southwestern Hokkaido.—*Jour. Japan Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.*, v. 57, № 1, 1967.
- Tuominen H. V.* The structural position of the Orijärvi granodiorite and the problem of synkinematic granites.—*Bull. Comm. géol. Finlande*, 196, 1961.
- Tuominen H. V.* On synkinematic Svecofennian plutonism.—*Bull. Comm. géol. Finlande*, 222, 1966.
- Tweto O.* Form and structure of sills near Pondo, Colorado.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 62, № 5, 1951.
- Tyrrel G. W.* Geology of Arran.—*Geol. Survey Scotland Mem.*, 292, 1928.

- Ulrich T. J., Reynolds P. H.* Wholerock and mineral leads from the Llano Uplift, Texas.— Jour. Geophys. Res., v. 71, № 12, 1966.
- Vance J. A.* Zoned granitic intrusions — an alternative hypothesis of origin.— Bull. Geol. Soc., Amer., v. 72, № 11, 1961.
- Vance J. A.* Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning.— Amer. Jour. Sci., v. 260, № 10, 1962.
- Verspyck G. W.* Zircons of some metamorphic and intrusive rocks from the Aston and Hospitalet massifs (Central Pyrenees).— Geol. et mijnbouw., v. 40, № 2, 1961.
- Waard de D.* Tectonics of the Barr Andlau pluton in the northern Vosges, France.— Jour. Geol., v. 59, № 5, 1951.
- Walton M.* The emplacement of „granite”.— Amer. Jour. Sci., v. 253, № 1, 1955.
- Wasserburg G. J.* et al. Age and composition of a Bounty islands granite and age of a Seyshelles island granite.— Jour. Geol., v. 71, № 6, 1963.
- Watt W. S.* Textural and field relationships of basement granite rocks, Qaersuaarsuk, South Greenland.— Meddel. om Gronl. Udgivne af Kommiss. for vidensk. Undersog, i Danmark, Bd. 179, № 8, 1965.
- Webb R. W.* Relations between wall rock and intrusives in the crystalline complex of the southern Sierra Nevada of California.— Jour. Geol., v. 46, № 3, 1938.
- Wegmann C. E.* Über gleichzeitige Bewegungsbilder Verschiedener Stockwerke.— Geol. Rundsch., Bd. 41, № 1, 1953.
- Whitten E. H. T.* The petrogenetic significance of the contact relationships of the Donegal in Gweedore and Chloghaneely.— Geol. Mag., v. 94, № 1, 1957.
- Wilson G.* The evolution of the granodiorite rocks of the southeastern end of the Kapaonik batholith, Yugoslavia.— Geol. Mag., v. 75, № 887, 1938.
- Wright W. J.* Data on the method of granite intrusion in Nova Scotia.— Trans. Royal Soc. Canada, v. 25, № 3, 1931.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
Геологическое положение гранитоидных массивов	10
Морфология плутонов и их размеры	16
Структурные соотношения плутонов с вмещающими породами :	22
Характер контактов	44
Внутреннее строение плутонов	55
Строение и состав гранитоидов	73
Изменения вмещающих пород	108
Ксенолиты	132
Критерии механизма образования гранитоидных плутонов	150
Литература	160

Роман Михайлович Слободской

**КРИТЕРИИ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ**



Редактор **И. П. Зайцева**
Художественный редактор **В. И. Шумаков**
Художник **И. Вяткин**
Технический редактор **А. М. Вялых**
Корректоры **Р. В. Герасимчук, В. С. Селянина**



Сдано в набор 9 мая 1971 г. Подписано в печать 22 октября 1971 г. МН03630.
Бумага 60×90^{1/16} 11 печ. л.+1 вкл., 10,6 уч.-изд. л. Тираж 1000. Заказ № 42.

Сибирское отделение издательства «Наука», Новосибирск-99, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», Новосибирск-77, Станиславского, 25.
Цена 1 р. 06 к.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
30	9 сверху	картине	карте
32	11 сверху	снимаются	снимаются
48	3 снизу	Chrisite	Christie
59	2 сверху	Пассау-Форест	Пассау-Форест
95	5 сверху	соприкаются	соприкасаются

Р. М. Слободской. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

ИМЕЕТ В ПРОДАЖЕ КНИГИ:

Перспективы калиеносности соляных отложений Сибири
36 коп.

И. И. Шарудо. Состав и условия накопления меловых угленосных отложений суйфунского бассейна. 49 коп.

В. В. Вдовин. История формирования мезозойско-кайнозойских отложений и современного рельефа в бассейне р. Вах. 63 коп.

С. Х. Халфин. Петрология Кагитахского габромонцит-ситнитового комплекса. 58 коп.

Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна. 1 р. 72 к.

Четвертичная геология и геоморфология северо-востока Сибири. Вып. 8. 60 коп.

Западно-Сибирский железорудный бассейн. 3 р. 15 к.

Палеогеография и фосфатеносность пермских и мезокайнозойских отложений Сибири и Дальнего Востока. 62 коп.

Материалы второго совещания Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления на территории Сибири, Урала и Дальнего Востока. Вып. 2. 1 р. 48 к.

Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Том 2. 2 р. 31 к.

Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Том. 1. 1 р. 22 к.

Материалы по тектонической терминологии. Часть III. 1 р. 41к.

Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. 1 р. 42 к.

Применение электронных цифровых машин при решении некоторых задач геофизики. 95 коп.

Проблема сибирской нефти. 1 р. 59 к.

И. М. Волохов, В. М. Иванов. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. 35 коп.

Книги высылаются наложенным платежом.

Заказы на издания направляйте по адресам:

Новосибирск, 99, Советская, 18, Сибирское отделение издательства «Наука».

Новосибирск, 90, Морской проспект, 22, магазин «Наука», отбел «Книга-почтой».